



Escola de Camins

Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports
UPC BARCELONATECH

Análisis del comportamiento hidromecánico del deslizamiento de Vallcebre y su simulación mediante un modelo de deformación de banda de corte variable

Trabajo realizado por:

Mónica Serrano López

Dirigido por:

José Moya Sánchez y Jean Vaunat

Máster en:

Ingeniería del Terreno

Barcelona, 27 de Septiembre 2018

Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental

TRABAJO FINAL DE MÁSTER

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mis tutores del trabajo, José Moya y Jean Vaunat, la ayuda obtenida al proporcionarme los materiales necesarios para poder hacer posible este trabajo, así como el apoyo brindado a la hora de resolver mis dudas. Gracias por el esfuerzo y tiempo dedicado.

También me gustaría dar gracias a todos aquellos familiares y amigos que me han apoyado durante la realización del trabajo.

Y por último, y no por ser menos importantes, dar las gracias a todos mis compañeros del máster que han estado a mi lado durante este camino.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 PLANTEAMIENTO	5
1.2 INTRODUCCIÓN A LOS DESLIZAMIENTOS	8
1.3 OBJETIVOS	9
1.4 TRABAJOS REALIZADOS.....	10
1.5 ESTRUCTURA DE LA MEMORIA.....	10
2. ANTECEDENTES	11
2.1 EJEMPLOS DE COMPORTAMIENTOS DE GRANDES DESLIZAMIENTOS ACTIVOS	11
2.2. EL DESLIZAMIENTO DE VALLCEBRE	14
2.2.1 Situación geográfica y geológica	14
2.2.2 Geometría del deslizamiento.....	15
2.2.3 Auscultación	17
2.2.3.1 Técnicas empleadas.....	17
2.2.3.2. Resultados de la auscultación	19
2.2.4 Propiedades geomecánicas de los materiales	23
2.2.5 Análisis del comportamiento del deslizamiento	24
2.2.5.1Análisis pseudo-estático	24
2.2.5.2 Análisis dinámico	25
3. METODOLOGÍA.....	27
4. RESULTADOS.....	41
4.1 ANÁLISIS DE LA PIEZOMETRIA.....	41
4.1.1 Estudio de los ascensos y descensos del nivel freático.....	43
4.2 RELACIÓN ENTRE VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO Y PIEZOMETRÍA	49
4.2.1. Desplazamiento y velocidad observados desde 1996 a 2015.....	49
4.2.2. Análisis global de la relación entre la velocidad y la piezometría	51
4.2.3 Análisis de episodios de aceleración.....	53
4.2.4 Determinación del ángulo de resistencia residual mediante análisis pseudoestatico	69
4.2.5 Análisis dinámico	72
5. CONCLUSIONES	108
6. BIBLIOGRAFIA	110

ÍNDICE DE FIGURAS

HL- 1: Vista general del deslizamiento de Vallcebre	2
Figura 1: Profundidad del inclinómetro (m) vs Desplazamiento acumulativo (mm).....	11
Figura 2 Presión de poros	11
Figura 3 Vista del deslizamiento de Costa della Gaveta. (Maio, 2010)	12
Figura 4 Comparación de los datos obtenidos mediante inclinómetros y los obtenidos mediante el modelo de Van Asch & Van Genuchten. (Di Maio, 2013)	12
Figura 5 Geomorfología y litología del deslizamiento del Portalet. El cuadro negro indica el área de modelado 3D del deslizamiento de estacionamiento. (G.Bru et al 2017).....	13
Figura 6 Vista del deslizamiento de Vallcebre	14
Figura 7 Red instalada para el monitoreo constante en el deslizamiento de Vallcebre. (Corominas et al 2005).....	16
Figura 8 Perfil geológico del deslizamiento de Vallcebre. Línea roja: banda de corte basal (Corominas et al., 2005).	16
Figura 9 Emplazamiento de tres sondeos, correspondientes a extensómetros, inclinómetros y piezómetros. También se puede observar la placa solar como fuente de alimentación.	18
Figura 10 Ajuste de los desplazamientos medidos (puntos) a una curva calculada que relaciona tanto los desplazamientos horizontales como los desplazamientos del cable para el pozo S-2..	19
Figura 11 Registro piezométrico en sondeo S2 de los dos primeros años de monitoreo.	20
Figura 12 Desplazamiento acumulado en los cables extensométricos del sondeo S2 de los dos primeros años de monitoreo.	20
Figura 13 Evolución de la velocidad de desplazamiento horizontal y de la profundidad del nivel freático en el sondeo S2 (Fernández-Pombo et al (1998))	21
Figura 14 Velocidad de desplazamiento horizontal vs profundidad del nivel freático (Corominas et al (2005))	22
Figura 15 Evolución de las velocidades de distintas etapas de subidas y bajadas del nivel freático (Fernández-Pombo et al (1998))	22
Figura 16 Velocidad de desplazamiento observada y predicha por un modelo viscoso y condiciones de talud infinito para el sondeo S2 a la izquierda y S9 a la derecha (Corominas, 2005)	25
Figura 17 Modelo de dos bloques deslizantes (Ferrari, 2005).	26
Figura 18 Velocidades observadas y predichas para el sondeo S2 usando un modelo de dos bloques deslizantes (modificado de Ferrari et al., 2011).	26
Figura 19 Modelo del nuevo perfil geológico de la ladera de Vallcebre y ubicación en planta del perfil c.	30
Figura 20: Asignación de los materiales en el nuevo perfil geológico.....	31
Figura 21 Evolución de la profundidad del nivel freático en el sondeo S2 (1996-2015).....	42
Figura 22 Conjunto de ascensos del nivel freático en función del tiempo en el sondeo S2 registro de los últimos 20 años.	43
Figura 23 Conjunto de descensos del nivel freático en función del tiempo en el sondeo S2, registro de los últimos 20 años.	43
Figura 24: Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 0-1m de profundidad.	44
Figura 25 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 1-2m de profundidad.	45

Figura 26 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 2-3m de profundidad.	45
Figura 27 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 3-4m de profundidad.	46
Figura 28 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 4-5m de profundidad.	46
Figura 29 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 5-6m de profundidad.	47
Figura 30 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 6-7m de profundidad.	48
Figura 31 Acumulación del desplazamiento horizontal del deslizamiento en el sondeo S2 (1996-2015)	49
Figura 32 Evolución de la velocidad en el sondeo S2 (1996-2015)	50
Figura 33: Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. Correlación lineal.....	51
Figura 34: Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. Correlación polinómica de grado 2.....	52
Figura 35 Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. Correlación polinómica de grado 3.....	52
Figura 36: Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. a) Grafico de Corominas et al., 2005 con los datos de dos años 1996-1998 b) Grafico hecho con los datos de 20 años (1996-2015).....	53
Figura 37: Selección de los episodios de precipitaciones con los ascensos de mayor magnitud	55
Figura 38: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Enero 1997-Junio 1997)...	56
Figura 39: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Enero 1997-Junio 1997)	56
Figura 40: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Enero 1997-Junio 1997).....	57
Figura 41: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Agosto 1997- Noviembre 1997)	57
Figura 42: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Agosto 1997- Noviembre 1997) .	58
Figura 43: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Agosto 1997- Noviembre 1997)	58
Figura 44: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Marzo 2000- Septiembre 2000)	59
Figura 45: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Marzo 2000-Septiembre 2000) ..	59
Figura 46: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Marzo 2000 - Septiembre 2000)	60
Figura 47: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Abril 2002-Octubre 2002)	60
Figura 48: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Abril 2002 - Octubre 2002)	61
Figura 49: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Abril 2002-Mayo 2002)	61
Figura 50: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Mayo 2002 - Octubre 2002)	62
Figura 51: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Abril 2002 - Mayo 2002)	62
Figura 52: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Marzo 2004-Agosto 2004)	63
Figura 53: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Marzo 2004 - Agosto 2004)	63
Figura 54: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Marzo 2004 - Agosto 2004)	64
Figura 55: Velocidad media cada 6h (mm/día) vs NF media diaria (m) (Julio 2009-Agosto 2009)	65
Figura 56: Velocidad media cada 24h (mm/día) vs tiempo (días) (Julio 2009 - Agosto 2009)	65
Figura 57: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Julio 2009 - Agosto 2009)	66
Figura 58: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (mediados de Marzo 2011- finales de Marzo 2011)	66

Figura 59: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (mediados de Marzo 2011- finales de Marzo 2011)	67
Figura 60: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (mediados de Marzo 2011- finales de Marzo 2011)	67
Figura 61: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Octubre 2014-Mayo 2015)	68
Figura 62: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Octubre 2014-Mayo 2015).....	68
Figura 63: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Octubre 2014-Mayo 2015)	69
Figura 64: Análisis de sensibilidad realizado con GeoStudio.....	69
Figura 65: Resolución del nuevo modelo del perfil geológico de Vallcebre.....	71
Figura 66: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $3,5876 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997).....	72
Figura 67: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $4,11466 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)	73
Figura 68: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,4016 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)	73
Figura 69: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $3,5876 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997).....	74
Figura 70: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $4,1146 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)	74
Figura 71: Comparación de los desplazamientos observados y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,4016 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)	75
Figura 72: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $4,1456 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997) 76	
Figura 73: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,5410 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)	76
Figura 74: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $4,0526 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)	77
Figura 75: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $4,1456 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997) 77	
Figura 76: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,5410 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)	78
Figura 77: Comparación de los desplazamientos observados y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $4,05266 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)	78
Figura 78: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $7,4006 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000) .	79
Figura 79: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $7,02866 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000)	80

Figura 80:Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $7,5866 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000-septiembre2000)	80
Figura 81:Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $7,4006 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000)..	81
Figura 82:Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $7,0286 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000-septiembre2000)	81
Figura 83: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $7,5866 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000-septiembre2000)	82
Figura 84:Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)	83
Figura 85: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $3,0256 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)	84
Figura 86: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $2,3806 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)	84
Figura 87: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $3,0256 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)	85
Figura 88:Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $2,3806 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)	85
Figura 89: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004) ..	86
Figura 90: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $2,2532 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)	87
Figura 91: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,8266 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)	88
Figura 92: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)	88
Figura 93:Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $2,2532 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)	89
Figura 94: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,8266 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)	89
Figura 95:Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $9,7566 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)	90
Figura 96: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,2088 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)	91

Figura 97:Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,6716 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)	91
Figura 98: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $9,7566 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009).....	92
Figura 99:Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,2088 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)	92
Figura 100:Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,6716 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)	93
Figura 101: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $6,0366 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011).....	94
Figura 102:Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,9305 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)	95
Figura 103:Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,6496 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m(Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)	95
Figura 104:Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $6,0366 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011).....	96
Figura 105: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,9305 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)	96
Figura 106:Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,6496 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)	97
Figura 107: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014).....	98
Figura 108Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,4626 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014)	99
Figura 109:Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,2376 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014)	99
Figura 110: : Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014)....	100
Figura 111: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,4626 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014)	100
Figura 112: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,2376 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ (Episodio octubre 2014- mayo 2014)	101
Figura 113: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la profundidad del nivel freático media para cada episodio manteniendo constante la viscosidad.....	104

Figura 114: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad media de desplazamiento para cada episodio manteniendo constante la viscosidad. 104

Figura 115: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad máxima de desplazamiento para cada episodio manteniendo constante la viscosidad. 105

Figura 116: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y el nivel freático medio para cada ascenso de los episodios manteniendo constante la viscosidad 105

Figura 117: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad media de desplazamiento para cada ascenso de los episodios manteniendo constante la viscosidad..... 106

Figura 118: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad máxima de desplazamiento para cada ascenso de los episodios manteniendo constante la viscosidad..... 106

RESUMEN

El estudio detallado del comportamiento hidro-mecánico de los deslizamientos lentos es importante de cara a su detección de forma anticipada, al diseño de sistemas de alerta temprana y, en definitiva, a la reducción del riesgo asociado a ellos.

El presente trabajo se centra en el análisis del comportamiento del deslizamiento de Vallcebre (Prepirineo oriental), (HL-1). Se trata de un deslizamiento traslacional activo y muy lento en el que se llevan auscultando de forma continua el nivel freático y los desplazamientos desde el año 1996, con una frecuencia de registro de 20 minutos.

La evolución del desplazamiento ha sido simulada satisfactoriamente en trabajos anteriores (Fernández-Pombo, 1998; Corominas et al., 2005; Ferrari et al., 2011) por medio de modelos simples que incluyen un componente viscoso. Los modelos anteriores predicen una relación lineal entre la velocidad y la posición del nivel freático; es decir, un único valor de velocidad para un mismo valor de profundidad del nivel freático, bajo la hipótesis de flujo paralelo. Sin embargo, el deslizamiento acelera cuando el nivel freático sube mientras que decelera cuando el nivel freático baja, independientemente de la posición de dicho nivel, es decir, que existe una histéresis en la respuesta del deslizamiento a los cambios del nivel freático (Moya et al., 2017a y b).

Este trabajo tiene como objetivo investigar el comportamiento del deslizamiento de forma detallada, analizando por separado diversos episodios de aceleración y deceleración relacionados con el ascenso y descenso del nivel freático.

El análisis de episodios de ascenso y descenso del nivel freático han mostrado que la velocidad de descenso del nivel freático varía mucho entre episodios cuando el nivel freático está en una posición alta mientras que esta velocidad de descenso tiende a igualarse a medida que el nivel freático se aproxima a un valor mínimo de 6,30m en el sondeo S2.

Para el estudio dinámico de cada episodio de aceleración - deceleración se ha empleado un modelo friccional-viscoso de un perfil con dos bloques y los datos registrados en el sondeo S2, similar al utilizado por Ferrari et al., (2011). En la modelización se ha utilizado un valor del ángulo de fricción residual de campo ($9,6^\circ$) diferente al usado en estudios previos del deslizamiento. Dicho ángulo se ha obtenido a partir del análisis retrospectivo pseudo-estático de un nuevo perfil geológico que, a diferencia de los trabajos previos, sigue la dirección de desplazamiento a lo largo de todo su recorrido.

Los resultados del análisis dinámico confirman la gran influencia de los cambios del nivel freático en el movimiento y del papel de contrafuerte que ejerce el pie del deslizamiento. Las novedades más importantes sobre el comportamiento del deslizamiento que se han obtenido en este trabajo son:

- 1) La zona inferior del deslizamiento llega a pararse durante las épocas de sequía. Esta zona abarca un tercio de la unidad inferior del deslizamiento, no sólo el pie del deslizamiento que está a contrapendiente.
- 2) El cociente entre la viscosidad y el grosor de la banda de cizalla basal (denominado aquí coeficiente de viscosidad) varía significativamente entre los diversos episodios analizados y también entre la fase de aceleración y la fase de deceleración dentro de

cada episodio, aunque sin cambiar de orden de magnitud, dentro del rango de 10-80 kPa*s/m.

3) La variación en el tiempo del coeficiente de viscosidad se considera que es debida a la variación del grosor de la banda de cizalla basal, más que a la de la viscosidad. En este sentido, los cambios del coeficiente de viscosidad pueden explicarse por variaciones en la banda de cizalla en el rango de 10 a 70 cm. Este rango es considerado razonable e incluye el valor de la banda de cizalla de 31 cm obtenido por Corominas et al. (2000) para el sondeo S2, mediante la calibración del desplazamiento del extensómetro de cable. Este último valor puede considerarse como un valor medio del grosor de dicha banda.



HL- 2: Vista general del deslizamiento de Vallcebre

ABSTRACT

The detailed study of the hydro-mechanical behaviour of slow landslides is important in order to detect them early, to design early warning systems and, ultimately, to reduce the risk associated with them.

The present work focuses on the analysis of Vallcebre landslide behaviour (Eastern Pre-Pyrenees), (HL-1). It is an active and very slow translational glide in which the phreatic level and displacements have been continuously monitored since 1996, with a recording frequency of 20 minutes.

The evolution of the displacement has been simulated satisfactorily in previous works (Fernández-Pombo, 1998, Corominas et al., 2005, Ferrari et al., 2011) using simple models that include a viscous component. The previous models predict a linear relationship between the velocity and the position of the phreatic level; that is, a single velocity value for the same phreatic level depth value, under the parallel flow hypothesis. However, the slip accelerates when the phreatic level rises while it decelerates when the phreatic level falls, regardless of the position of that level, that is, there is a hysteresis in the response of the slide to the changes in the phreatic level (Moya et al. ., 2017a and b).

The objective of this work is to investigate the behaviour of the landslide in a detailed way, analysing separately several episodes of acceleration and deceleration related to the rise and fall of the phreatic level.

The analysis of episodes of rise and fall of the phreatic level have shown that the rate of descent of this level varies greatly between episodes when the phreatic level is in a high position, while this rate of descent tends to equalize as the phreatic level approximates to a minimum value of 6.30m in survey S2 .

For the dynamic study of each acceleration - deceleration episode, a frictional - viscous model of a profile with two blocks was used, as well as the data recorded in the S2 survey similar to the one used by Ferrari et al., (2011). In the modelling, the value of the field residual friction angle used (9.6°) was different from the one used in previous studies. This angle has been obtained from the pseudo-static retrospective analysis of a new geological profile that, unlike the previous works, follows the direction of the displacement along its entire route.

The results of the dynamic analysis confirm the great influence of the changes of the phreatic level in the movement and the role of buttress that plays the foot of the sliding. The most important developments on the behaviour of the landslide that have been obtained in this work are:

- 1) The lower part of the landslide comes to a standstill during periods of drought. This zone covers a third of the lower unit of the sliding, not only the foot of the sliding that is in counterslope.

2) The quotient between the viscosity and the thickness of the basal shear band (here called viscosity coefficient) varies significantly between the various episodes analysed and also between the acceleration and the deceleration phase within each episode, although without changing the order of magnitude, within the range of 10-80 kPa*s/m.

3) The time variation of the coefficient of viscosity is considered to be due to the thickness variation of the band basal shear rather than to the viscosity. In this sense, changes in the viscosity coefficient can be explained by variations in the shear band in the range of 10 to 70 cm. This range is considered reasonable and includes the value of the 31 cm shear band obtained by Corominas et al. (2000) for the survey S2, by calibrating the displacement of extensometer cable. This latter value can be considered as a mean value of the thickness of this band.



HL- 1 : General view of the Vallcebre landslide

1. INTRODUCCIÓN

1.1 PLANTEAMIENTO

En la última década, nuestra comprensión sobre los mecanismos que operan en los deslizamientos y las técnicas disponibles para evaluar y mitigar el riesgo han mejorado considerablemente. Sin embargo, los deslizamientos aún causan numerosas muertes y pérdidas económicas significativas en todo el mundo. Algunas cuestiones científicas relacionadas con la inestabilidad de la pendiente con implicaciones prácticas aún no se conocen bien, como la reactivación de deslizamientos antiguos y la progresión de su movimiento, especialmente para grandes derrumbes.

Los grandes deslizamientos se caracterizan por superficies de falla profunda (típicamente más de 10 m de profundidad) desarrolladas en la roca madre y con volúmenes que van desde un millón hasta varios cientos de millones de metros cúbicos. Los grandes deslizamientos son frecuentes en las cadenas montañosas de todo el mundo, donde son reconocidos como uno de los principales agentes de erosión (por ejemplo, Roering et al., 2005; Blikra et al., 2006, Korup et al., 2007; Agliardi et al., 2013; Tonini et al., 2013; Crosta et al., 2013) y son responsables de una proporción significativa de las pérdidas económicas y de vida causadas por la inestabilidad de la pendiente. Nuestra comprensión de las condiciones de iniciación, el comportamiento posterior a la falla y la evolución en diferentes escalas de tiempo de grandes deslizamientos sigue siendo muy limitada (p.ej. Petley, 2004, 2013) y, por lo tanto, también nuestra capacidad de evaluar adecuadamente el riesgo asociado con estos fenómenos.

La mayoría de los grandes deslizamientos parecen ser muy antiguos y probablemente se hayan formado en condiciones diferentes a las actuales (deslizamientos relictos). Sin embargo, algunos grandes deslizamientos se reactivan con una periodicidad decadal o secular. Por ejemplo, el deslizamiento de Corniglio (110 Mm³) alcanzó una velocidad de 2 m/h en su última reactivación, ocurrida en 1994, y el deslizamiento de Ca Lità (42 Mm³) se reactivó en 2002 con una velocidad de hasta 0.5 m/h, ambos ubicados en Apeninnes (Bertolini y Pizziolo, 2008). Otros grandes deslizamientos son activos (es decir, se están moviendo), como el deslizamiento de La Frasse en los Alpes suizos (40 Mm³ y una velocidad de hasta 1 cm/día; Tacher et al., 2005), La Clapière en los Alpes franceses (60 Mm³ con una velocidad de hasta 15 m/año, Casson et al., 2003) o deslizamiento de Canillo en el Pirineo andorrano (340 Mm³, moviéndose a una velocidad de 4 cm/año en algunos puntos; Planas et al., 2011).

Los grandes derrumbes son comunes en los Pirineos. Algunos ejemplos de deslizamientos recientes que causaron grandes daños son el deslizamiento de tierra de Puigcercós (Pallars Jussà, alrededor de 1 Mm³, ocurrido en 1881, que destruyó varias casas y el abandono de Puigcercós, pueblo situado sobre la escarpa principal), Baillanouse deslizamiento de tierra (Vallespir, volumen 5-12 Mm³, desencadenado por las catastróficas tormentas de octubre de 1940, que represaron un río), el deslizamiento de Point de Bar (La Cerdanya, alrededor de 10 Mm³, reactivado por la

erosión del río Segre durante las inundaciones de noviembre de 1982, destruyendo varias casas y una sección de 300 m de largo de una carretera nacional), o una falla de ladera profundamente arraigada en Salinas de Jaca, Huesca, que condujo al abandono de la aldea en la década de 1950.

También hay muchos ejemplos de grandes deslizamientos activos en los Pirineos, algunos de ellos afectan a poblaciones o infraestructuras (por ejemplo, Portalet, estación de esquí de Formigal, Escarra, Vallcebre, Arguisal, Canelles, Yesa), además del deslizamiento de Canillo, que es el más grande (Moya et al, 2017a).

El progreso en la evaluación cuantitativa del riesgo debido a grandes derrumbes requiere mejorar nuestra comprensión sobre el comportamiento de los grandes deslizamientos a escala local (sitio), lo que implica analizar el comportamiento hidromecánico de los grandes deslizamientos controlados.

El estudio detallado del comportamiento hidro-mecánico de los deslizamientos lentos es importante de cara a su detección de forma anticipada, al diseño de sistemas de alerta temprana y, en definitiva, a la reducción del riesgo asociado a ellos.

Los grandes deslizamientos bien instrumentados se consideran laboratorios naturales. Desafortunadamente, no existen muchos casos de estudio disponibles. Uno de estos análisis naturales es el deslizamiento de Vallcebre, que cuenta con un registro de desplazamiento y nivel freático desde el año 1996 (Corominas et al., 2005, Gili et al., 2016, Moya et al., 2017).

El deslizamiento de Vallcebre es un movimiento activo cuyo desplazamiento y nivel freático se llevan auscultando cada veinte minutos desde el año 1996. La observación tan alargada en el tiempo ha permitido analizar la respuesta del deslizamiento frente a circunstancias ambientales muy variadas y, por otro lado, identificar rasgos de su comportamiento que de otra forma habrían pasado desapercibidos. A pesar de que el material implicado es arcilloso, el nivel freático y el movimiento responden rápidamente a la lluvia. El desplazamiento tiene lugar en una banda de corte con 20 a 35 cm de grosor situada en la base del deslizamiento. (Moya et al., 2017)

La evolución del desplazamiento ha sido simulada por medio de modelos simples que incluyen un componente viscoso en la banda de corte situada en la base del deslizamiento (Corominas et al., 2005, Ferrari et al., 2011).

En Corominas et.al (2005), se utilizó un modelo viscoso para analizar la relación entre el nivel freático y el desplazamiento en varios sondeos. El análisis se realizó de forma individual para cada sondeo, sin tener en cuenta los empujes laterales utilizando la hipótesis de talud infinito. Por otra parte, se consideró que el flujo de agua en el deslizamiento es paralelo a la superficie de rotura. Se observó una respuesta inmediata del deslizamiento a los episodios de lluvia. El modelo proporciona estimaciones de las velocidades y del nivel freático del deslizamiento con bastante precisión según lo observado. Analizando el deslizamiento mediante equilibrio limite se obtiene un factor de seguridad de alrededor de 1.

En Ferrari et al., (2011), se analizó un perfil del deslizamiento para tener en cuenta la geometría del mismo y, en particular, el efecto estabilizador del pie del deslizamiento que actúa como un contrafuerte. El modelo de dos bloques rígidos que se deslizan en dos planos diferentes e interactúan permite analizar cuantitativamente cómo las variaciones de la masa del pie pueden influir en la estabilidad y las tasas de movimiento del deslizamiento. Cuando no hay erosión en el pie la acumulación de masa reduce progresivamente la sensibilidad del deslizamiento a las variaciones del nivel freático.

Sin embargo, ambos modelos (Corominas et al., 2005, Ferrari et al., 2011) presentan diversas limitaciones:

1-El ángulo de fricción (del material de la superficie de rotura) obtenido en análisis anteriores no se ajusta al comportamiento del deslizamiento. Porque el análisis pseudo-estático que se realizó para obtener el ángulo de fricción no contempla la geometría de la ladera de Vallcebre y los perfiles geológicos que se hicieron no siguen la dirección de desplazamiento del deslizamiento.

En los dos modelos anteriores se disponían de un del valor del ángulo de fricción residual donde se ha producido la rotura de aproximando de 8 grados para ese material. Para obtener un valor de campo del ángulo de fricción residual ('res), se analizó la unidad inferior del deslizamiento considerando un factor de seguridad igual a uno, cohesión nula, la posición más baja de las observadas en la superficie freática y flujo paralelo. El valor calculado de 'res (14º) es sensiblemente mayor que los obtenidos en los ensayos de laboratorio. Sin embargo, si se utiliza el valor de 'res determinado laboratorio para los planos estriados del material de la banda de corte (7,8º) y las mismas condiciones de cohesión y nivel freático, el factor de seguridad obtenido es muy bajo (0,79), lo que parece incompatible con la velocidad casi imperceptible observada en el sondeo S2 y nula en el sondeo S9. El pequeño valor del factor de seguridad obtenido sugiere que, además de la fuerza debida a la fricción en la superficie de rotura y del efecto de contrafuerte de la parte baja del deslizamiento, tiene que operar otra (u otras) fuerza(s) de resistencia al movimiento.

2-Como se indica en Moya et al., (2017) los dos modelos anteriores predicen una relación lineal entre la velocidad y la posición del nivel freático; es decir, un único valor de velocidad para un mismo valor de profundidad del nivel freático, bajo la hipótesis de flujo paralelo. Sin embargo, el deslizamiento acelera cuando el nivel freático sube mientras que decelera cuando el nivel freático baja, independientemente de la posición de dicho nivel. Esto significa que la relación entre el nivel freático y la aceleración o la velocidad del deslizamiento no es lineal si no que existe cierta histéresis. Ferrari et al. (2011) consideran que la falta de histéresis que muestran los resultados del modelo de dos bloques es debida a la pequeña cantidad de masa transferida hacia el pie durante el intervalo de tiempo considerado en el análisis (diciembre de 1996 a octubre de 1998). Sin embargo, no pueden esperarse grandes cambios en las predicciones del modelo si se considera un periodo de tiempo mayor, puesto que el desplazamiento registrado en los últimos 20 años es de unos 5 metros.

3-En Corominas et al., 2005 solo se utilizaron los datos de 2 años (1996-1998) que podría suponer una falta de representatividad de los resultados obtenidos. Es

importante saber si lo que sucede es un hecho aislado o es representativo de la realidad.

1.2 INTRODUCCIÓN A LOS DESLIZAMIENTOS

Los deslizamientos son movimientos de masa (suelos o rocas), que se deslizan sobre una o varias superficies de falla (superficies de rotura), cuando se supera la resistencia al corte de esta superficie, en el deslizamiento la masa se desplaza como una sola unidad.

Además, en los deslizamientos se pueden mover grandes volúmenes de tierra (rocas, suelos) (incluso millones de metros cúbicos) a velocidades muy variadas.

Un deslizamiento de tierra es un sistema físico que se desarrolla en el tiempo a través de varias etapas (por ejemplo, Terzaghi 1950, Leroueil et al., 1996. Cruden y Varnes (1996) propusieron nombres separados para el modo de movimiento durante cada etapa de un deslizamiento de tierra dado. (Hung et al. 2014).)

Dentro de los deslizamientos hay diversos tipos de movimientos de ladera, siendo uno de ellos los deslizamientos el cual es un tipo de movimiento de ladera en el que hay poca deformación interna y el desplazamiento se concentra esencialmente en una o varias superficies de rotura. (Hung et al. 2014).

En función de la geometría de la superficie de rotura se pueden distinguir dos deslizamientos, traslacional o rotacional.

Deslizamiento traslacional: cuando la superficie es un plano con una inclinación más o menos constante. Suelen producirse sobre materiales heterogéneos con superficies de discontinuidad bien definidas.

Deslizamiento rotacional: cuando la superficie de rotura es una superficie cóncava. Se producen mayormente en materiales homogéneos o en macizos rocosos muy fracturados y se suelen diferenciar por una inclinación contrapendiente de la cabecera.

El potencial de causar daños de los deslizamientos depende de su velocidad, entre otros factores. Existen siete clases de deslizamientos en función de su velocidad (Tabla 1), pero se puede dividir en dos grandes familias que son deslizamientos rápidos y deslizamientos lentos.

Deslizamientos rápidos: Aquellos que tienen una velocidad de movimiento rápido. Se suelen producir en terrenos de gran pendiente. La masa puede fluir contrapendiente empujando los terrenos situados por delante. Si se trata de grandes masas se pueden cambiar hasta los lechos de los ríos que fluyan por el valle.

Deslizamientos lentos: Son aquellos cuya velocidad de las capas superficiales se mueven lentamente o también las capas profundas llevándose con ellas las capas superficiales. Los deslizamientos lentos no se perciben, pueden ser unos pocos centímetros al año, su identificación es de forma indirecta a través de una serie de características marcadas en el terreno y se mueven en períodos de días o años. Son peligrosos, pero a menor escala en comparación con los rápidos, no suelen generar catástrofes ni producir muertes como suele pasar con los deslizamientos rápidos.

Tabla 1: Escala de velocidad propuesta por Cruden y Varnes (1996).

CLASE	DESCRIPCIÓN	VELOCIDAD (mm/s)	DESPLAZAMIENTO	PODER DESTRUCTOR
7	Extremadamente rápido	$\geq 5 \times 10^3$	≥ 5 m/s	Catástrofe de violencia mayor, edificios destruidos por el impacto o el material desplazado, muchas muertes; escape improbable.
6	Muy rápida	de 5×10^3 a 5×10^1	de 5 m/s a 3 m / min	Algunas pérdidas de vidas, velocidad demasiado alta para permitir a todas las personas escapar.
5	Rápida	de 5×10^1 a 5×10^{-1}	de 3 m / min a 1.8 m/hora	Escape posible; estructuras, propiedades y equipos destruidos.
4	Moderada	de 5×10^{-1} a 5×10^{-3}	de 1.8 m/hora a 13 m / mes	Algunas estructuras temporales y poco sensitivas pueden mantenerse temporalmente.
3	Lenta	De 5×10^{-3} a 5×10^{-5}	de 13 m / mes a 1.6 m/año	Construcciones remediales pueden llevarse a cabo durante el movimiento. Algunas estructuras insensitivas pueden conservarse con mantenimiento frecuente.
2	Muy lenta	de 5×10^{-5} a 5×10^{-7}	de 1.6 m/año a 16 mm/año	Algunas estructuras permanentes no son dañadas por el movimiento.
1	Extremadamente lenta	$\leq 5 \times 10^{-7}$	≤ 16 mm/año	Imperceptible sin instrumentos; construcción posible pero deben tenerse precauciones.

1.3 OBJETIVOS

El objetivo principal es avanzar en el conocimiento del comportamiento del deslizamiento de Vallcebre. En este trabajo se dispone de una serie temporal del nivel freático y del desplazamiento mucho más larga que la utilizada en trabajos anteriores. Por otra parte, se pretenden realizar algunas mejoras en la estimación de un parámetro clave del análisis: el ángulo de fricción residual del material que forma la banda de cizalla basal del deslizamiento. Los objetivos parciales vinculados al objetivo principal son:

1-Analizar las variaciones del nivel freático con el propósito de identificar si existe algún patrón común en los diferentes episodios de ascenso y descenso del nivel freático.

2- Obtener una estimación del ángulo de fricción residual de la superficie de rotura que se ajuste más a la realidad. Ferrari et al., (2011) utilizó un valor del ángulo de fricción de 7.8° , Corominas et al (2005), valores entre 6 y 7.5° , mientras que en el análisis retrospectivo de Fernández-Pombo et al (1998) el valor era de 14° .

Para ello se utilizará un nuevo perfil del deslizamiento que siga la dirección de desplazamiento a lo largo de todo el perfil. Y un análisis pseudo-estático teniendo en cuenta la posición mínima del nivel freático observada a lo largo de los últimos 20 años.

3-Analizar el comportamiento del deslizamiento utilizando un modelo viscoso bidimensional similar al de Ferrari et al.,(2011) pero utilizando el nuevo ángulo de fricción residual. Analizando no la serie temporal de los datos registrados en un período de tiempo sino analizando por separado los datos de diversos episodios de aceleración y deceleración del deslizamiento y subidas y bajadas del nivel freático.

1.4 TRABAJOS REALIZADOS

El trabajo realizado se puede clasificar en tres grandes bloques, que son los siguiente:

Recogida de información bibliográfica

En primer lugar, se ha hecho una investigación de otros casos de deslizamientos lentos a través de artículos, donde se relatan distintos métodos de análisis.

En segundo lugar, se ha recopilado y estudiado parte de la información que existe sobre el deslizamiento de Vallcebre (geología, geomorfología, piezometría, etc), extraída de tesis y artículos.

Estudio del comportamiento del deslizamiento

A partir de varios parámetros obtenidos gracias a la instrumentación colocada en el deslizamiento de Vallcebre se han hecho varios análisis.

Se ha tratado de actualizar los resultados sobre el comportamiento del deslizamiento y a través de un nuevo modelo geométrico de la vertiente, se ha modificado un parámetro de resistencia (ángulo de fricción) del material perteneciente a la superficie de rotura.

Por último, se ha estudiado el comportamiento viscoplastico para poder hacer predicciones sobre los desplazamientos y las velocidades del deslizamiento.

Interpretación y discusión de los resultados:

En este capítulo se interpretan los resultados analizados sobre el sondeo S2. Se explica los resultados obtenidos y se comparan con los que ya se tenían de estudios anteriores.

1.5 ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

El documento se divide en una Introducción que explica que son los movimientos de ladera y los riesgos que conllevan, una ligera introducción a los deslizamientos lentos, los objetivos del trabajo y por último los trabajos realizados.

Seguidamente el apartado de Antecedentes, donde se exponen tres ejemplos de deslizamientos lentos y los estudios realizados en ellos. A continuación, el deslizamiento de Vallcebre el cual pretende poner en contexto al lector en el caso que nos ocupa, desde el punto de vista geográfico, geológico y estudios realizados hasta el momento.

El siguiente punto se trata de la Metodología donde se explican las herramientas y los métodos empleados en los diversos análisis hechos.

Por otra parte, encontramos el apartado de Resultados en el que se explica con ayuda de gráficos y figuras el producto del trabajo realizado, donde se analizan los resultados de los análisis realizados.

Y finalmente las Conclusiones.

2. ANTECEDENTES

Es importante saber cómo se han analizado y que comportamiento hidromecánico tienen otros casos de grandes deslizamientos activos con una velocidad baja de movimiento, ya que, te pueden servir de precedente y saber de qué manera se comportara.

2.1 EJEMPLOS DE COMPORTAMIENTOS DE GRANDES DESLIZAMIENTOS ACTIVOS

En Massey et al., 2016 se estudia el deslizamiento de Taihape que lleva monitorizado 30 años. Se encuentra en una zona de sismicidad activa y con precipitaciones de larga duración. El deslizamiento consta con un volumen aproximado de $18.000.000m^3$ y con un área de 67 hectáreas.

Los modelos de estabilidad sugirieron que el deslizamiento podría haber sido una respuesta tardía a la erosión que se produjo en el pie del deslizamiento durante una inundación.

Con ayuda de los inclinómetros se pudo observar que solo se presentó un movimiento.

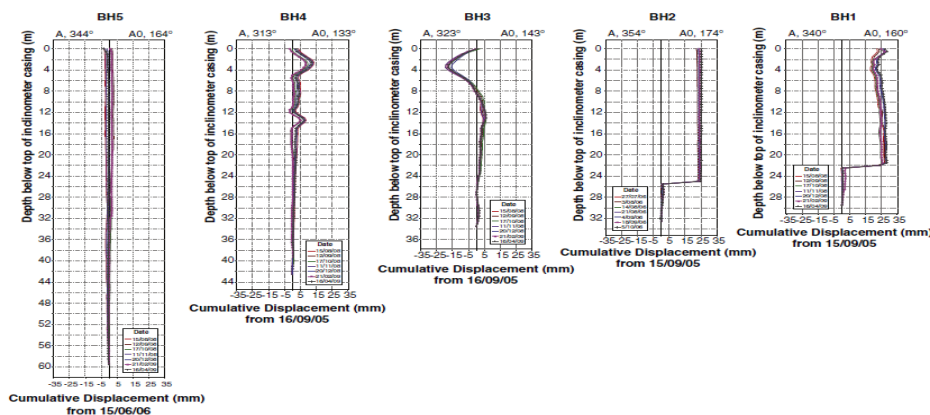


Figura 1: Profundidad del inclinómetro (m) vs Desplazamiento acumulativo (mm)

Después de la realización del modelo se vio que el FS de la zona más baja es mayor que el de la zona alta del deslizamiento y se asume que cuando el FS está por debajo de 1.0 la velocidad del deslizamiento incrementa junto con la presión de poros.

El desplazamiento fue sincrónico con los cambios cíclicos de la humedad del suelo y con la presión de poros.

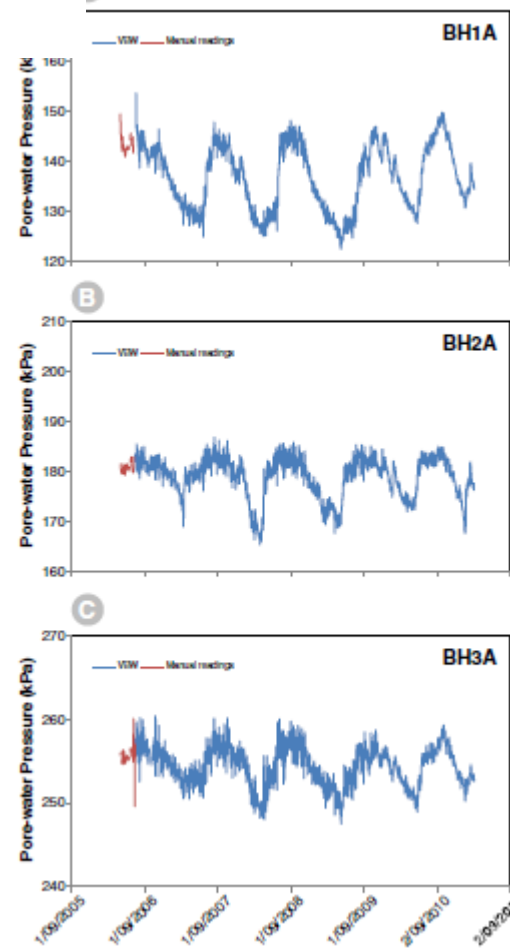


Figura 2 Presión de poros

En Di Maio et al., 2010 se estudia el deslizamiento lento de costa della gaveta ubicado al sur de los Apeninos, en una formación de pizarras arcillosas, de unos 600 metros de longitud y ancho variable entre 80 y 450 metros, con una tasa de movimiento que oscila entre 1 cm/mes en la parte alta a 1 mm/año en la parte baja

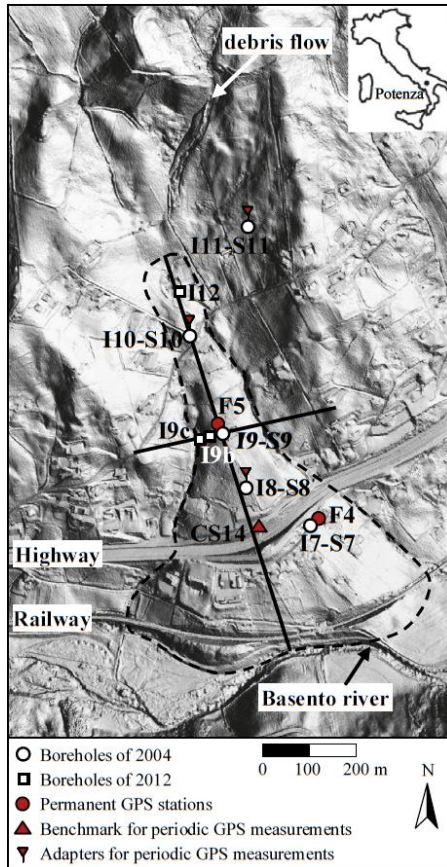


Figura 3 Vista del deslizamiento de Costa della Gaveta. (Maio, 2010)

El deslizamiento ha estado en continuo movimiento incluso en los períodos secos, lo que sugiere un comportamiento viscoso. Sin embargo, el grosor de la posible banda de corte no se conoce y por lo tanto, el componente de fluencia no puede saberse haciendo un análisis basado en el modelo de Bingham.

Calcularon la velocidad del creep con algunas suposiciones: 1) La superficie sobre la que se desliza es largo y ancho, 2) El material es NC isotrópico y no cambia de volumen, 3) No cambia la distribución de tensiones por el efecto del creep 4) La viscosidad del material no depende del tiempo. Cuando se presenta un aumento en la presión de poros disminuye la tensión efectiva y por ende hay aumento en la velocidad del flujo (Figura 4)

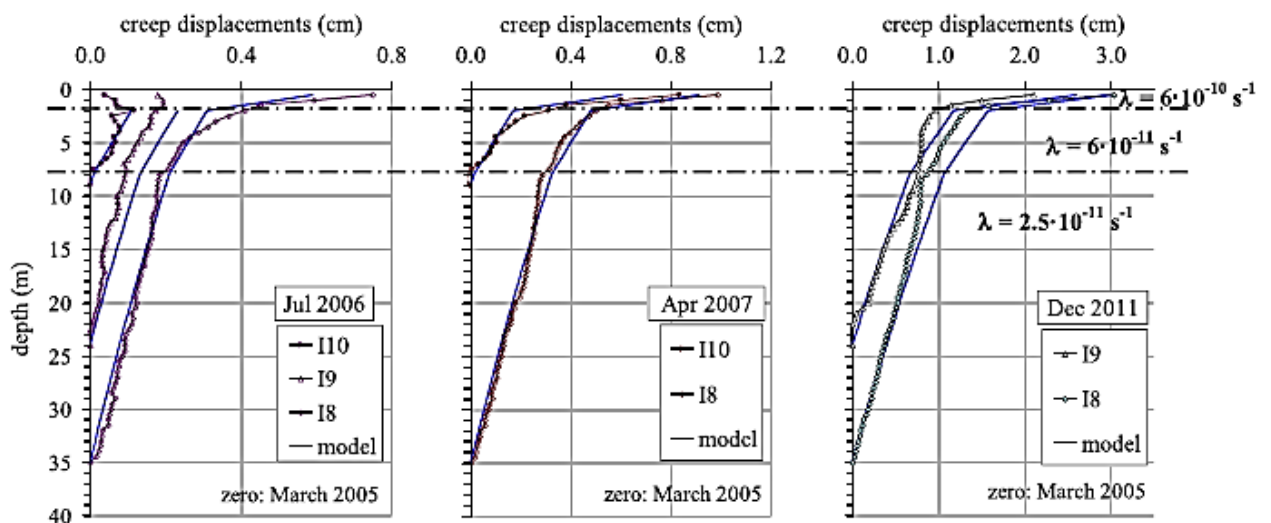


Figura 4 Comparación de los datos obtenidos mediante inclinómetros y los obtenidos mediante el modelo de Van Asch & Van Genuchten. (Di Maio, 2013)

El trabajo de Bru et al., 2017 habla sobre el deslizamiento de Portalet, un deslizamiento con una velocidad muy lenta. Ubicado en el Pirineo Central español que comunica el Valle de Tena (Huesca, España) y el Valle de Ossau (Berna, Francia). El volumen del deslizamiento de estacionamiento es de aproximadamente $5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$, que corresponde a un deslizamiento de magnitud de mediana a grande (Fell 1994).

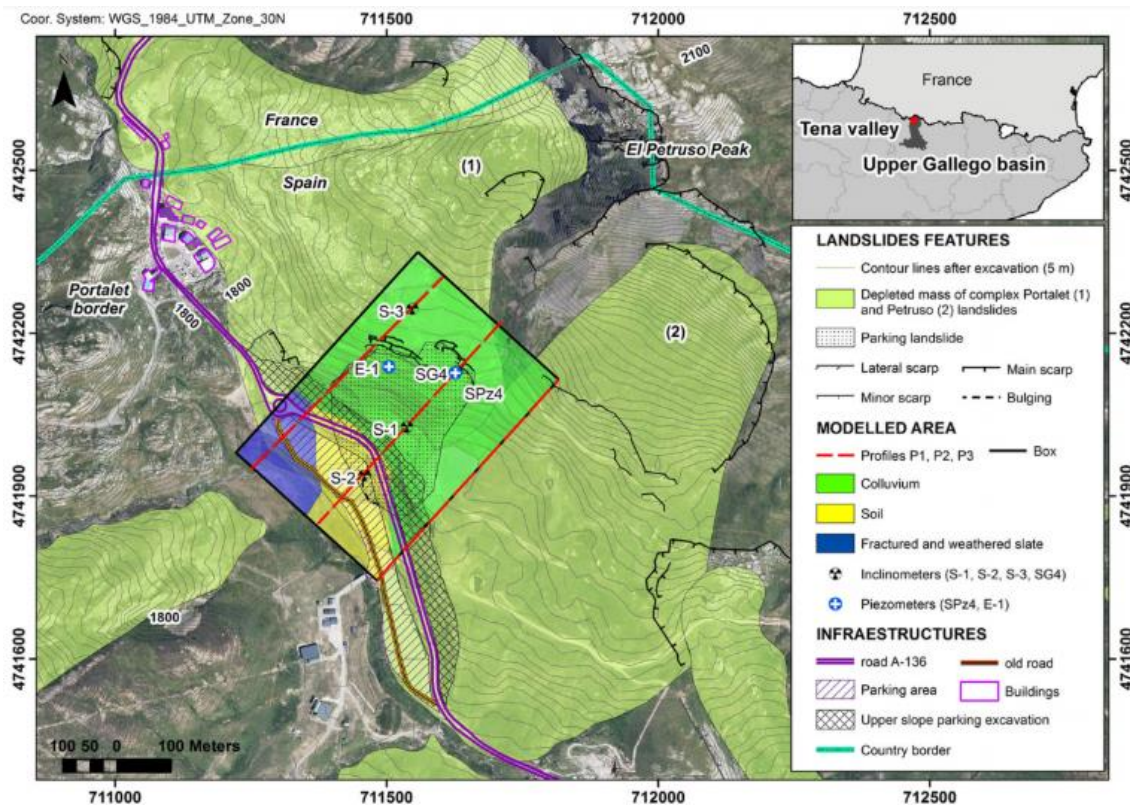


Figura 5 Geomorfología y litología del deslizamiento del Portalet. El cuadro negro indica el área de modelado 3D del deslizamiento de estacionamiento. (G.Bru et al 2017)

Con respecto al comportamiento mecánico de los materiales, consideraron dos modelos constitutivos. Para el análisis de estabilidad, utilizaron un modelo constitutivo elastoplástico con un criterio de falla de Mohr-Coulomb, y el otro un modelo viscoplástico basado en la teoría de Perzyna (Perzyna 1966) para reproducir los desplazamientos medidos por los sistemas de auscultación.

Se llevó a cabo un análisis de estabilidad cuyo objetivo era identificar dos escenarios diferentes de derrumbes mediante el factor de seguridad (FS), el primero siendo estable ($FS > 1$) y el segundo inestable ($FS < 1$).

Observaron que la estabilidad disminuye cuando disminuye el ángulo de fricción.

Los análisis 3D son preferibles a los 2D para reproducir de una manera más realista el comportamiento de los deslizamientos.

2.2. EL DESLIZAMIENTO DE VALLCEBRE

2.2.1 Situación geográfica y geológica

Deslizamiento de tipo traslacional localizado 140 kilómetros al norte de Barcelona en los pre-Pirineos catalanes, caracterizado por su gran volumen -estimado en más de 50 millones de metros cúbicos (Alonso et al 2005), 1300 metros de longitud y unos 600 metros de ancho (Corominas et al 2000). La inclinación media de la ladera es de unos 17º. Se desconoce con seguridad la edad del deslizamiento, pero se sabe que lleva activo varios siglos. Este deslizamiento está formado por limolitas arcillosas, yacentes sobre una formación de calizas. Ambos materiales son de edad paleocena y de facies Garumniense. (Figura 6).

El mejor conocimiento de los materiales ha sido posible gracias a la observación directa de sondeos con extracción de testigos. Se trata de una serie de margues, intermedias, por debajo de las cuales hay una serie de calizas llamadas calizas intermedias que corresponden a las cingleres de Vallcebre.

Se establecen tres capas diferentes en lo que hasta ahora era la serie de margues intermedias. Desde la superficie del terreno hasta la capa de calizas infrayacentes tenemos: 1.- Brecha con matriz arcillosa, coluvión. 2.- Limolita arcillosa. 3.- Limolita arcillosa con microfallas.

Además de su morfología y geología relativamente simples y su baja velocidad de movimiento, lo cual en su conjunto facilita su estudio, tanto así que está incluido dentro del Proyecto de Investigación Europeo Newtech (Alonso et al 2005).



Figura 6 Vista del deslizamiento de Vallcebre

2.2.2 Geometría del deslizamiento

El deslizamiento de Vallcebre está compuesto por tres unidades morfológicas principales que están separadas por escarpes con altura de varias decenas de metros (Figura 7). Al pie de los escarpes existe bien una depresión a contrapendiente (como ocurre entre la Unidad Superior y la Unidad Intermedia) o un graben con grietas de tracción (como ocurre entre la Unidad Intermedia y la Unidad Inferior) (Corominas et al., 2005). El grosor del deslizamiento varía significativamente entre unidades y disminuye ladera abajo, siendo de 12- 15 m en la Unidad Inferior, de 34-45 m en la Unidad intermedia. No se han realizado sondeos en la Unidad Superior y, por lo tanto, su grosor no es conocido; aunque probablemente sea significativamente mayor al grosor de la Unidad Intermedia, como sugiere el hecho que el escarpe de cabecera de la Unidad Superior sea mucho más alto (unos 80 m) que el de la Unidad Intermedia (unos 60 m).

En el esquema geomorfológico de Vallcebre Figura 7, se muestran las tres unidades, con información acerca de la localización de los puntos monitorizados y los sondeos, así como la localización de edificaciones afectadas.

La presencia de escarpes entre las unidades indica que existe un movimiento relativo de separación entre ellas y, consecuentemente, que la velocidad media de desplazamiento aumenta desde la Unidad Superior a la Unidad Inferior.

La unidad superior está dividida en varias partes con diferente dirección de desplazamiento.

El frente de la unidad inferior y del conjunto del deslizamiento está delimitado por el torrente de Vallcebre. Hay que destacar que el pie de deslizamiento está a contrapendiente, de tal forma que actúa como un contrafuerte natural e influye en la dinámica del deslizamiento. Se ha podido observar que el torrente erosiona el pie del deslizamiento durante las avenidas y que parece existir un equilibrio dinámico a escala de décadas entre el movimiento del deslizamiento, que aporta material al fondo del valle, y la erosión por parte del torrente, que transporta ese material fuera de la cuenca (Moya et al., 2017).

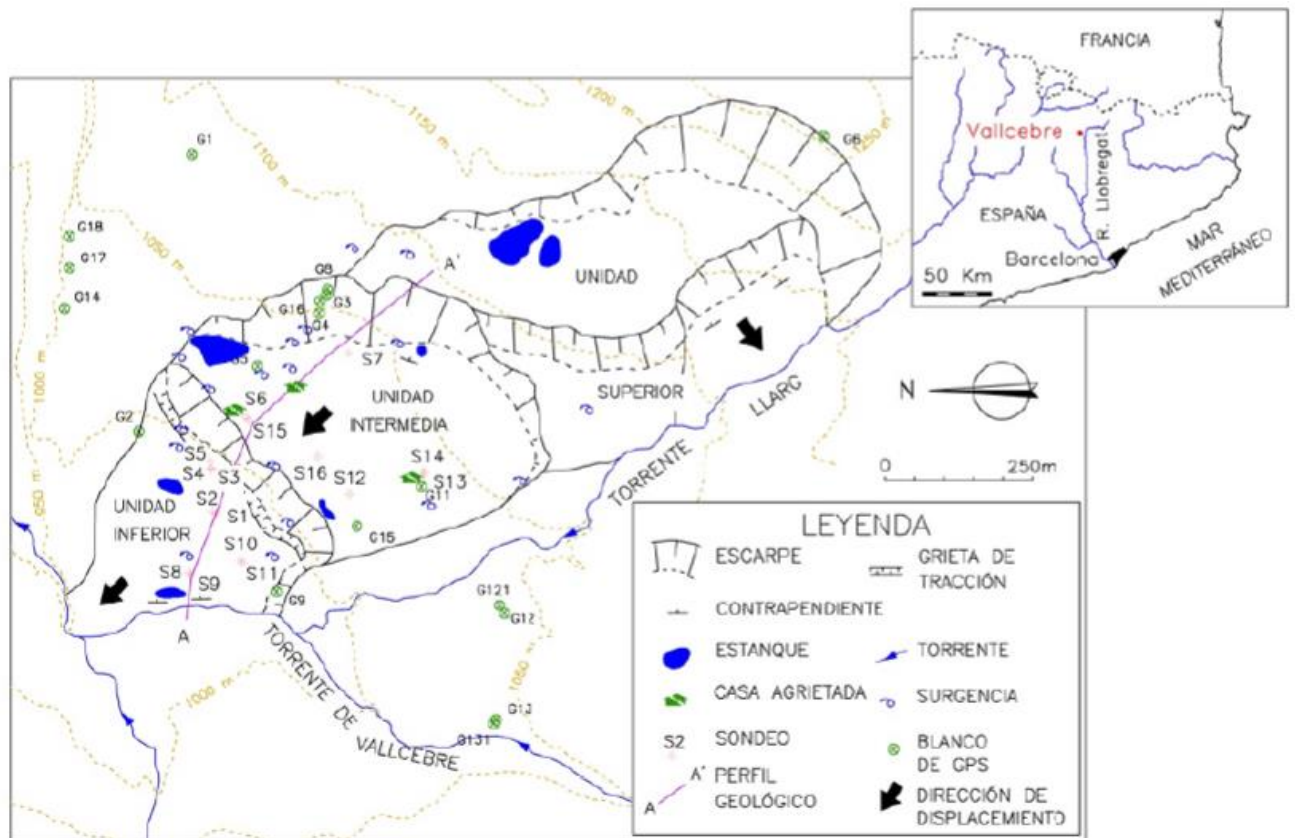


Figura 7 Red instalada para el monitoreo constante en el deslizamiento de Vallcebre. (Corominas et al 2005).

En la Figura 8 se muestra una sección de la ladera, donde se aprecian las tres unidades geomorfológicas descritas, así como la potencia de las diversas capas y la localización de fallas y sondeos.

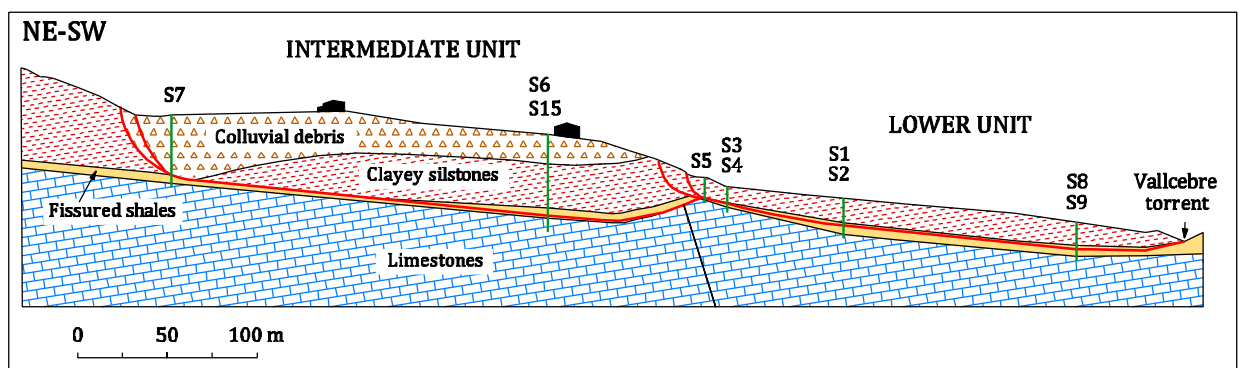


Figura 8 Perfil geológico del deslizamiento de Vallcebre. Línea roja: banda de corte basal (Corominas et al., 2005).

Los registros en sondeo han determinado que el grosor del deslizamiento en la unidad inferior es de entre 12 y 15 metros, mientras que en la unidad intermedia es de 34-45 metros. La superficie de rotura tiene un buzamiento 6-7° hacia el torrente de Vallcebre y permanece aproximadamente paralela a la superficie de la ladera.

La superficie de rotura se halla en la unidad de limolitas arcillosas fisuradas tanto en la Unidad Intermedia como en la Inferior, lo que muestra que la geometría del deslizamiento está controlada por la geometría de dicha unidad litológica.

La ladera de Vallcebre tiene una escala de velocidad del movimiento de la ladera de clase 1-2 (entre muy lento y extremadamente lento: $4 \cdot 10^{-5}$ mm/s – $5 \cdot 10^{-7}$ mm/s). Las estructuras permanentes no resultan afectadas en general y su movimiento puede resultar imperceptible si no es mediante instrumentación.

2.2.3 Auscultación

Este deslizamiento ha sido ampliamente estudiado y monitoreado a lo largo de los últimos 30 años con técnicas estándar y mediante técnicas de alta precisión desde hace 20 años.

En los años 1996 y 1997 se estableció una red de monitoreo constante en el deslizamiento compuesta consta de 14 piezómetros, 8 inclinómetros, 8 extensómetros de cable en sondeo y 14 reflectores para la observación InSAR de satélite y terrestre.

2.2.3.1 Técnicas empleadas

Control topográfico de desplazamientos

Desde 1987 Vallcebre tiene controles topográficos para identificar los movimientos en superficie y la magnitud de ellos.

Los datos obtenidos de la instrumentación los utilizaron para verificar si las ecuaciones en las diferentes fases del cable extensométrico eran capaces de reproducir los desplazamientos horizontales en la superficie de la vertiente a partir de las lecturas obtenidas (Corominas et al,1988).

La única variable desconocida para resolver las ecuaciones es el grosor de la zona de cizalla. Por lo tanto, las ecuaciones fueron resueltas para algunos grosores diferentes de esta zona y los resultados fueron representados como un conjunto de curvas relacionando los desplazamientos horizontales del terreno en superficie con los desplazamientos del cable. (Figura10). Las parejas de valores de las medidas obtenidas con GPS y con el cable fueron representadas gráficamente y ajustadas utilizando una regresión no lineal. A una curva correspondiente a un grosor de la superficie de cizalla de aproximadamente 310 mm. (Corominas et al,1988).

Inclinómetros

Determinan la profundidad de la superficie de rotura y el grosor de la cizalla. Los inclinómetros tienen una elevada precisión (submilimétrica) pero al ser manual puede tener errores. Algunas de sus ventajas son hallar el ángulo de deslizamiento de la ladera, un registro de medidas en continuo (monitorización)y obtener ΔX , ΔY .

Extensómetros de cable

Diseñados para auscultar desplazamientos de deslizamientos de forma continua. El sistema incorpora asimismo una unidad de alimentación, compuesta por unas baterías, además de unas placas solares que pueden ser instaladas para recargar dichas baterías automáticamente (Figura9).



Figura 9 Emplazamiento de tres sondeos, correspondientes a extensómetros, inclinómetros y piezómetros. También se puede observar la placa solar como fuente de alimentación.

Tiene la ventaja de permitir grandes desplazamientos (metros), al contrario de lo que ocurre con otros sistemas como por ejemplo los inclinómetros.

Piezómetros

Instalaron los piezómetros simultáneamente con los cables extensométricos, los cuales registran cada 20 minutos la presión del agua en un dattalogger.

La instalación la hicieron conjuntamente para poder correlacionar los datos de desplazamiento con las presiones de agua y para eso se necesita que ambas se encuentren lo más cerca posible.

Un piezómetro es un aparato que mide las presiones de agua en el interior del terreno. Los tubos piezométricos instalados en Vallcebre se sitúan en un único acuífero por el que podemos considerar que el nivel de agua en su interior se corresponde con la posición del nivel freático. Además, se colocaron transductores en el interior de los tubos para grabar los niveles piezométricos electrónicamente.

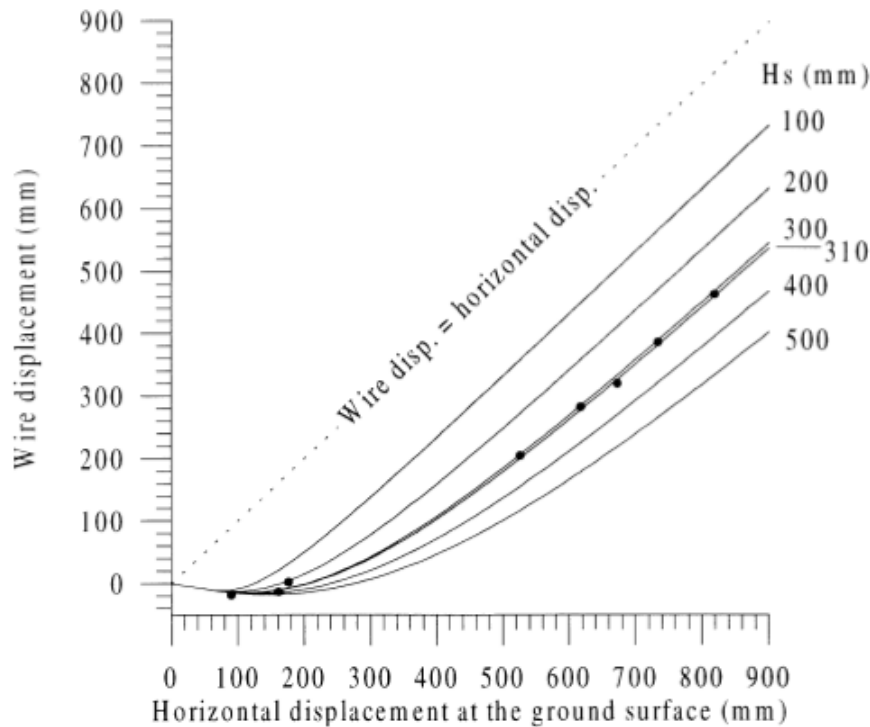


Figura 10 Ajuste de los desplazamientos medidos (puntos) a una curva calculada que relaciona tanto los desplazamientos horizontales como los desplazamientos del cable para el pozo S-2.

2.2.3.2. Resultados de la auscultación

Piezometría

La instrumentación continua de la ladera de Vallcebre mediante piezómetros permite saber la respuesta de la ladera al darse cortos, pero intensos períodos de precipitaciones.

La infiltración en el deslizamiento tiene lugar preferentemente por fisuras y grietas. Este dato lo obtienen al ver la sensibilidad que tiene el deslizamiento cuando se propician lluvias sobre él o hay fluctuaciones del nivel freático (Figura 11).

Además de la rápida respuesta a las entradas de la precipitación, todos los piezómetros muestran el resultado de un determinado nivel por debajo del cual el nivel freático disminuye muy lentamente

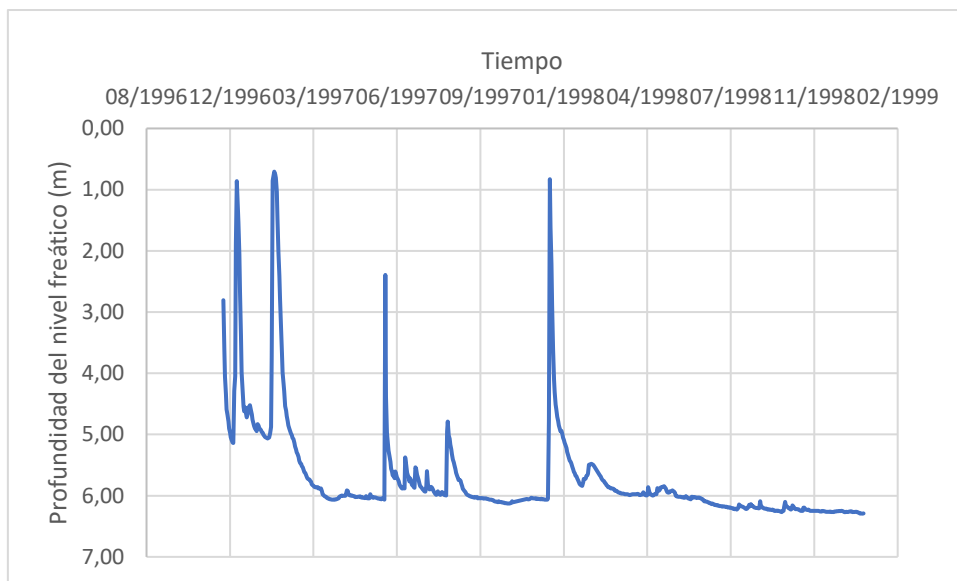


Figura 11 Registro piezométrico en sondeo S2 de los dos primeros años de monitoreo.

Desplazamientos

La unidad inferior es la más activa, cuando nos referimos a desplazamientos, llegando a acumular 650mm de cable extensométrico en el sondeo S2. (Figura12).

Durante todo el tiempo el registro ha sido continuo y se puede ver la gran movilidad de la vertiente de Vallcebre que está bastante relacionada con el comportamiento de las aguas subterráneas.

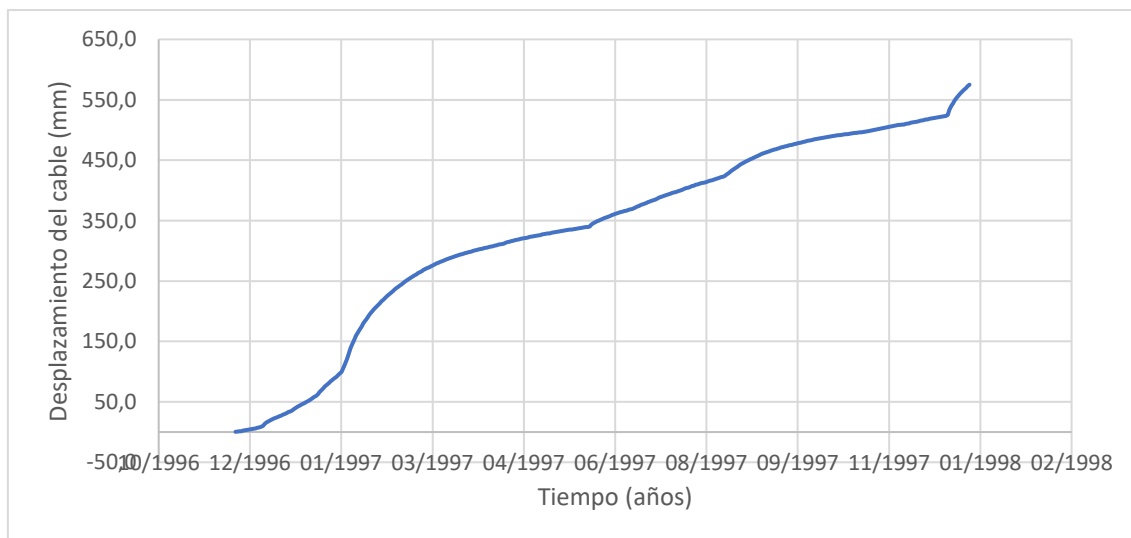


Figura 12 Desplazamiento acumulado en los cables extensométricos del sondeo S2 de los dos primeros años de monitoreo..

Relación desplazamientos- piezometria

La conexión entre ambas es decisiva para interpretar la relación causa-efecto del movimiento de la vertiente de Vallcebre. Hay una relación entre el movimiento que describe la vertiente y la piezometria que le afecta. En la Figura13 se representa las evoluciones en el tiempo de los registros de velocidad de desplazamientos horizontales y de la profundidad del nivel freático en el sondeo S2, y en ella se puede apreciar el paralelismo que mantienen a lo largo de todo el registro.

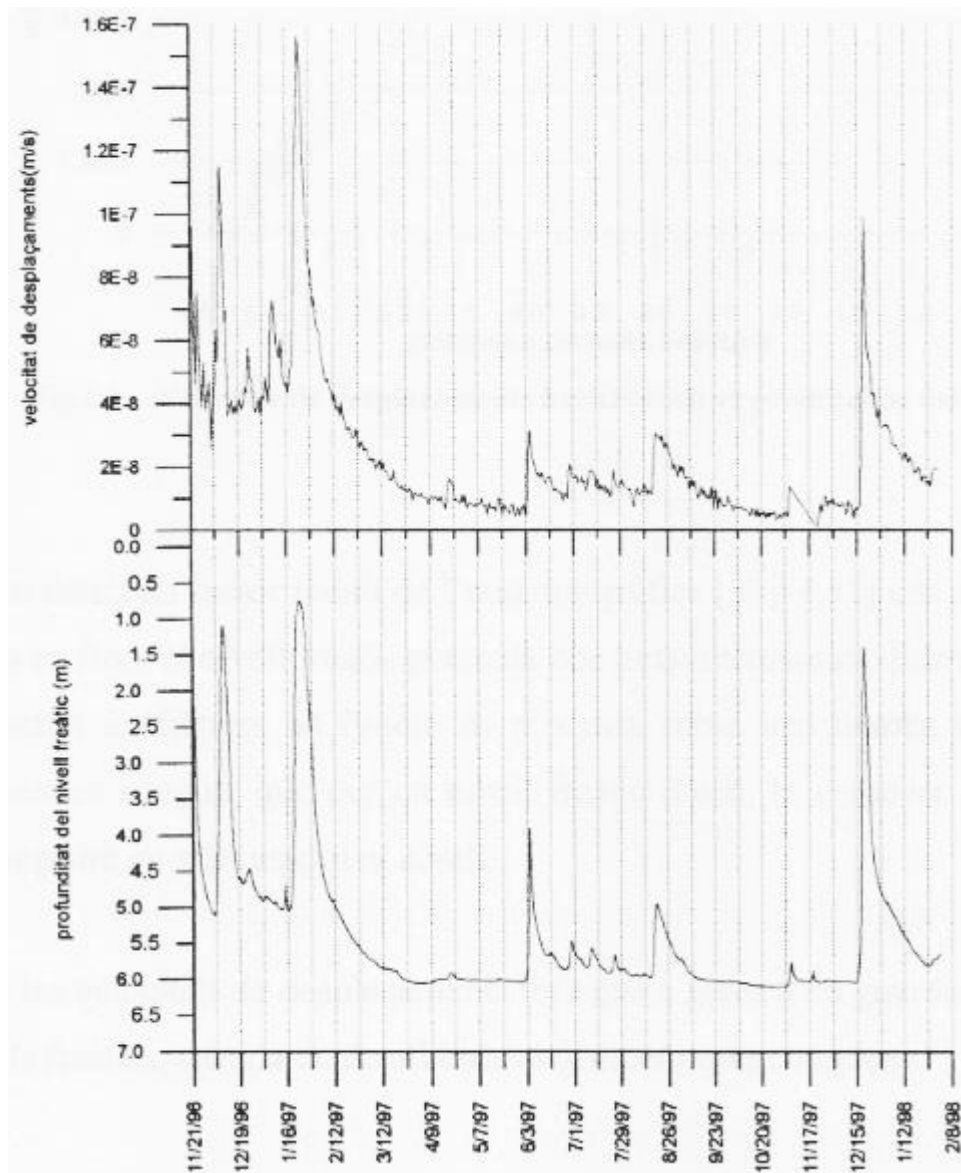


Figura 13 Evolución de la velocidad de desplazamiento horizontal y de la profundidad del nivel freático en el sondeo S2 (Fernández-Pombo et al (1998))

Otra manera de ver la correlación que hay entre la velocidad y la profundidad del nivel freático se puede ver en la Figura14. Donde se ve que no hay una relación directa entre ambas, y hay una mayor dispersión cuando el nivel freático es más próximo a la superficie y alcanza mayor velocidad.

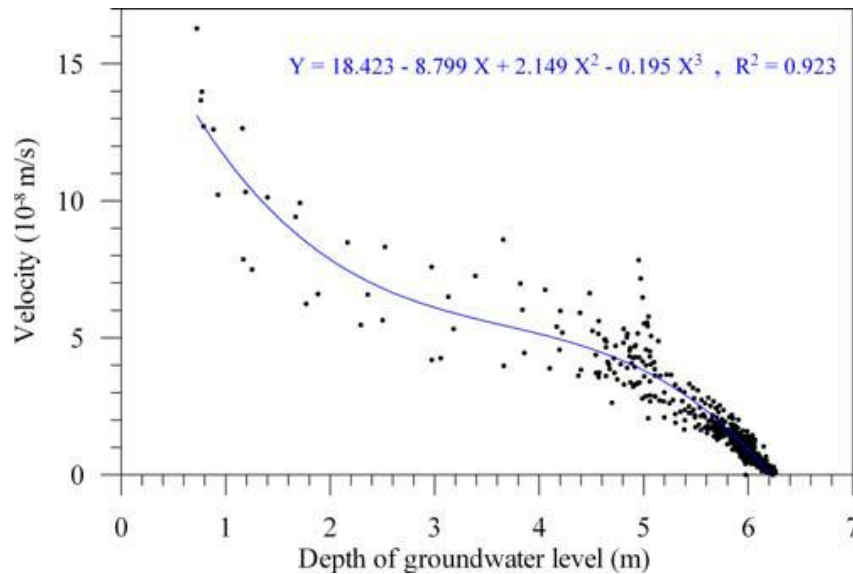


Figura 14 Velocidad de desplazamiento horizontal vs profundidad del nivel freático (Corominas et al (2005))

En un análisis en detalle de la figura anterior (Figura15) se puede observar que la velocidad es diferente en un punto en concreto en función de si nos encontramos en subida o bajada de la oscilación freática, por lo tanto, existe histéresis.

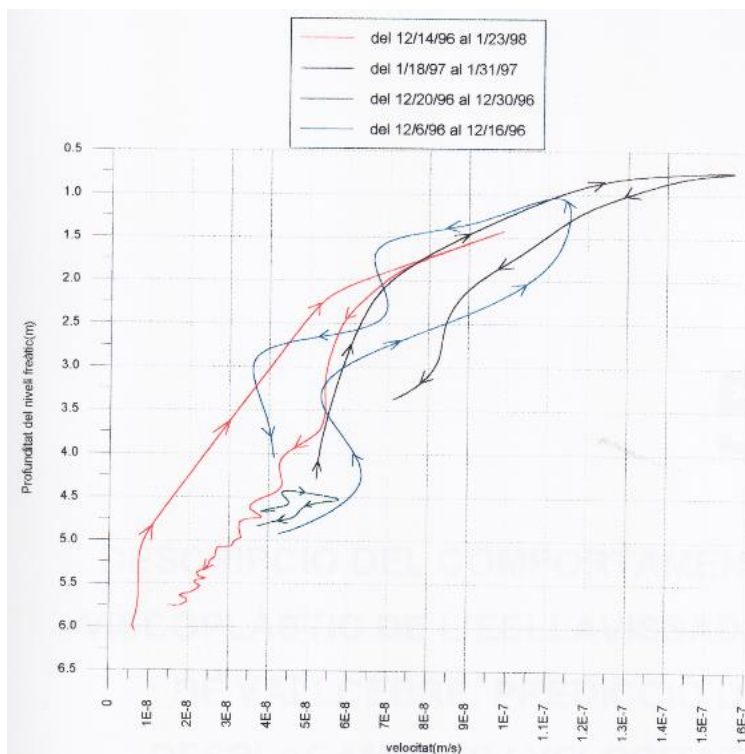


Figura 15 Evolución de las velocidades de distintas etapas de subidas y bajadas del nivel freático (Fernández-Pombo et al (1998)).

2.2.4 Propiedades geomecánicas de los materiales

La información de este apartado es extraída de la tesis de J.Ramón et al.,(1997).

Los materiales analizados son las brechas con matriz arcillosa (Material I), Limolita arcillosa con micronodulos de yeso (Material II), Limolita arcillosa con microfallas (Material III) y Microfallas (Material IV).

En la tabla 2,3,4 se muestran los resultados de los ensayos de identificación y de resistencia de los materiales.

Tabla 2: Valores medios de ensayos de identificación (Ramón,1997).

Material	Limite liquido	Limite plástico	Índice de plasticidad	Humedad natural	Índice de Consistencia	$\gamma_s(T/m^3)$	$\gamma_n(T/m^3)$
III	41.8	22.1	19.7	14.1	1.42	2.70	2.12
II	54.5	35.2	19.2	24.0	1.57	2.73	2.13

Tabla 3: Valores de resistencia residuales de los ensayos a los diferentes materiales (Ramón, 1997)

Material	$\sigma'_n(Kg/cm^2)$	Valores residuales	
		$c'(Kg/cm^2)$	Φ'
II	0-1.2	0.00	30.2 °
	1.2-4	0.38	14.7 °
III	0-1.2	0.00	23.4 °
	2-7	0.44	11.8 °
IV	0-8	0.00	7.8 °

Tabla 4: Valores de resistencia de pico asignados a los diferentes materiales (Ramón, 1997)

Material	$\sigma'_n(Kg/cm^2)$	Valores de pico	
		$c'(Kg/cm^2)$	Φ'
II y III	0-1	0.00	38.7 °
	1-7	0.53	15.1 °
IV	0-7	0.00	12.9 °

2.2.5 Análisis del comportamiento del deslizamiento

2.2.5.1 Análisis pseudo-estático

Las condiciones estacionarias que alcanza el deslizamiento durante los periodos secos, cuando el movimiento se para (sondeo S9) o está próximo a hacerlo (sondeo S2), velocidades casi nulas, permite hacer un análisis de equilibrio límite.

A partir del análisis de la zona inferior del deslizamiento obtuvieron dos factores de seguridad distintos.

Considerando un factor de seguridad igual a uno, cohesión nula, la posición más baja de las observadas en la superficie freática y flujo paralelo el ϕ'_{residual} tiene un valor de 14° . El valor calculado de $(\phi'_{\text{residual}})$ (14°) es sensiblemente mayor que los que obtuvieron en los ensayos de laboratorio. Sin embargo, si utilizan el valor de ϕ'_{residual} determinado en laboratorio para los planos estriados de las limolitas fisuradas ($7,8^\circ$) y las mismas condiciones de cohesión y nivel freático, el factor de seguridad es muy bajo (0,79). (Tabla 5).

Los varios valores obtenidos sugieren que, o bien el análisis no es apropiado o otras fuerzas deben tenerse en cuenta además de la fuerza debida a la fricción en la superficie de rotura y del efecto de contrafuerte de la parte baja del deslizamiento.

Aunque los datos de laboratorio podrían incluir algunas incertidumbres (debido al muestreo) no hay evidencia de tan alta resistencia para la superficie de deslizamiento.

En general, un análisis de equilibrio límite no puede simular el movimiento continuo del deslizamiento, y debería emplearse un análisis mecánico diferente.

Tabla 5 Análisis pseudo-estático (condiciones casi-estáticas) (Corominas 2005)

Clayey siltstone		Fissured shale		Colluvium		Factor of safety	
c'	ϕ'	c'	ϕ'	c'	ϕ'	Position of water table	
						Low	High
Case 2 (Lower Landslide unit)							
0	14.7°	0	11.8°	0	14.7°	1.17	1.07
0	14.7°	0	7.8°	0	14.7°	0.79	0.72

2.2.5.2 Análisis dinámico

En los grandes deslizamientos lentos generalmente se utiliza un análisis con un término viscoso relacionado con la banda de corte. Dicho término es incluido en la ecuación de momento lineal.

En el análisis se supuso condiciones de talud infinito y un parámetro de viscosidad calibrado a partir de los datos de auscultación (Corominas, 2005).

En la figura 16 se puede observar cual es la serie temporal de velocidades observadas y las que resultan del modelo ajustado. Los resultados del sondeo S2 muestran una buena correspondencia, pero en los sondeos S5 Y S9 no se correlacionan muy bien.

La hipótesis de talud infinito impuesta al principio no es adecuada, ya que se observa una curvatura en la superficie de deslizamiento en ambas zonas.

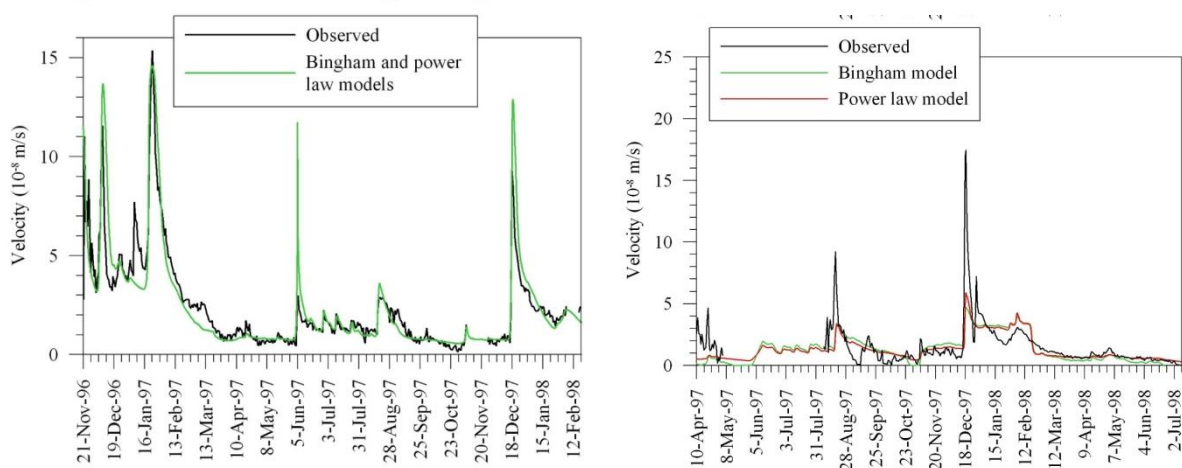


Figura 16 velocidad de desplazamiento observada y predicha por un modelo viscoso y condiciones de talud infinito para el sondeo S2 a la izquierda y S9 a la derecha (Corominas, 2005)

En Ferrari et, al (2011) se presenta un modelo para los deslizamientos de dos bloques rígidos que interactúan sobre un mismo plano (Figura 17). El modelo presentado permite analizar cuantitativamente cómo las variaciones de masa en el pie influyen en la estabilidad y en las velocidades del movimiento de los deslizamientos.

La interacción entre los bloques incluye un mecanismo de transferencia de masa deslizante hacia el bloque del pie. El modelo predice que la acumulación de material en el pie del deslizamiento reduce progresivamente la sensibilidad del deslizamiento a las fluctuaciones del nivel freático y que la erosión puede conducir a largo plazo a una inestabilidad del sistema. En este sentido, el modelo permite predecir la evolución temporal de las masas que componen el cuerpo del deslizamiento.

La viscosidad del material en la zona de cizallamiento se ha identificado como un parámetro crítico en los valores de velocidad, y, como consecuencia, la cantidad de transferencia de masa en un tiempo dado. Teniendo en cuenta el bloque del pie se reduce el valor de la viscosidad obtenida por backanalysis.

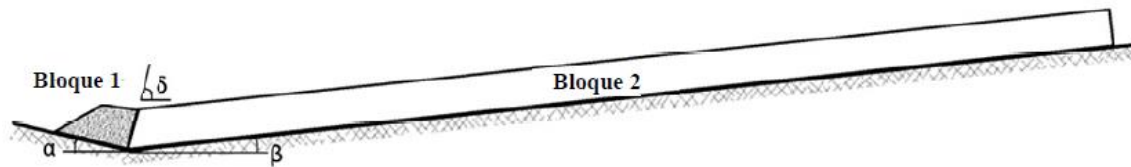


Figura 17 Modelo de dos bloques deslizantes (Ferrari, 2005).

En el artículo Corominas et al., (2005) estudiaron el comportamiento del deslizamiento de tierra a través del monitoreo casi continuo que presenta la ladera de Vallcebre. A través de la instrumentación observaron que el deslizamiento es muy sensible a la lluvia y las grietas son el modo de infiltración y drenaje. Dicha red de monitoreo demostró la dependencia de la tasa de desplazamiento en el nivel del agua subterránea. Se provee la existencia de un componente viscoso en el comportamiento deslizamiento de tierra.

El factor de seguridad del deslizamiento de Vallcebre es de aproximadamente uno. Sin embargo, cuando se alcanzan las condiciones críticas, la falla no ocurre instantáneamente, porque solo se produce una pequeña aceleración de la masa. Las simulaciones de la dinámica del deslizamiento las hicieron teniendo en cuenta un componente viscoso obtenido por retroanálisis de los datos registrados. Figura 18).

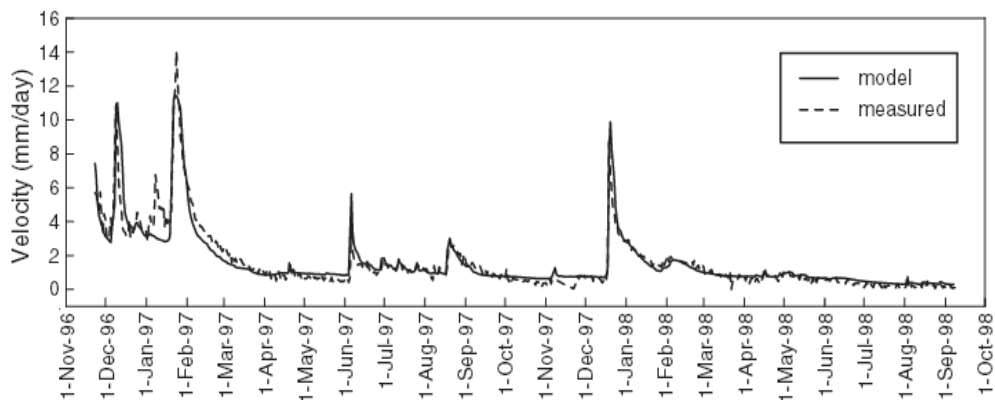


Figura 18 Velocidades observadas y predichas para el sondeo S2 usando un modelo de dos bloques deslizantes (modificado de Ferrari et al., 2011).

3. METODOLOGÍA

Los datos de partida son los del registro del nivel freático y de los desplazamientos cada 20 minutos durante 20 años. Esta información se ha utilizado para realizar los siguientes análisis:

1. Análisis de las variaciones del nivel freático, con el propósito de identificar posibles patrones comunes en las curvas de descenso del mismo. La intención era aplicar estos patrones una vez establecida la relación entre piezometría y desplazamiento.
2. Análisis de los desplazamientos y de la velocidad.
3. Análisis de la relación entre piezometría y desplazamiento.
4. Análisis pseudoestático
5. Análisis dinámico

El análisis de datos, ha realizado para la Unidad Inferior del deslizamiento, que es la mejor instrumentada, y concretamente se ha centrado en el sondeo S2, que se considera representativo de dicha unidad.

Análisis de la piezometría

Se ha analizado la serie temporal del nivel freático distinguiendo los diferentes episodios de ascenso y descenso a lo largo de los 20 años. Se pretendía identificar la existencia de uno o varios patrones comunes en la curva de descenso del nivel freático de los diferentes episodios. La hipótesis de partida ha sido que el descenso del nivel freático podía estar determinado en gran medida por el valor máximo alcanzado en el ascenso de cada episodio.

Análisis de la relación velocidad – piezometría

Se ha analizado la serie temporal de la velocidad a lo largo de los 20 años y se ha comparado con la piezometría para ver si existía alguna correspondencia entre ambas. Se pretende identificar si hay una relación entre el nivel freático y la velocidad, ver si cuando acelera el deslizamiento sube el nivel freático o cuando se desacelera si el nivel freático se mantiene constante o baja.

Análisis pseudoestático

Los métodos de equilibrio límite analizan el equilibrio de una masa potencialmente inestable, y consisten en comparar las fuerzas desestabilizadoras del movimiento con las fuerzas resistentes que se oponen al mismo a lo largo de una determinada superficie de rotura.

El parámetro distintivo del método de equilibrio límite es el factor de seguridad (FS). El factor de seguridad se entiende como la relación entre las fuerzas estabilizadoras y las desestabilizadoras que intervienen en el talud.

En general, la estabilidad del talud está determinada por factores geométricos, como su altura e inclinación, factores geológicos, hidrogeológicos y geotécnicos. Estos factores determinan las condiciones de rotura del terreno sobre una superficie, permitiendo el movimiento de la masa contenida en dicha superficie.

Un análisis de equilibrio límite es para analizar estabilidad de laderas o deslizamientos quietos, es un método estático y lo utilizamos en un dinámico.

Se utiliza el método de equilibrio límite porque cuando el nivel freático es muy bajo la velocidad es nula o casi nula y son condiciones que se pueden considerar casi estáticas. Se utiliza equilibrio límite como análisis retrospectivo para obtener un valor del ángulo de fricción.

El programa utilizado para realizar el análisis es SLOPE / W.

En el programa existe una subdivisión para los métodos de equilibrio límite en función de la exactitud de los resultados.

Los métodos no exactos consideran completa la masa de suelo que desliza, son conocidos como métodos de estabilidad global de la masa de terreno y, aquellos que dividen la masa deslizante en fracciones más pequeñas para simplificar el análisis, son los métodos de las dovelas.

El método de las dovelas se clasifica en métodos precisos (Morgenstern - Price, Spencer y Bishop Riguroso) y en métodos aproximados (Janbú, Fellenius y Bishop Simplificado).

Para nuestro caso de estudio se ha utilizado el análisis por Morgenstern-Price porque se puede aplicar tanto en superficies de rotura circulares como no circulares.

Se ha hecho un nuevo perfil geológico porque el que estaba hecho por Corominas et al., 2005 no seguía la dirección de desplazamiento, y no se podían hacer modelos que fueran del todo realistas. El nuevo perfil permite estimar un valor del ángulo de fricción residual mucho más realista, el cual nos permite analizar de forma más realista el comportamiento del deslizamiento.

En la Figura 19 se muestra el nuevo perfil geológico de la ladera de Vallcebre importado al programa para hacer el análisis.

La superficie de deslizamiento y el nivel piezométrico (Figura 19) están completamente especificados, utilizando los datos extraídos de la hoja Excel “perfil C v2” con los valores en (x, y) (hoja proporcionada por José Moya).

El comportamiento de los materiales es modelado bajo el criterio de Mohr – Coulomb al tratarse de formaciones de finales del cretácico y principios del paleoceno (rocas blandas) con un comportamiento parecido a los suelos. Las rocas blandas se estudian con los mismos métodos que los suelos.

Los resultados de los ensayos que realizaron a las muestras de los materiales del deslizamiento de Vallcebre se presentan en la Tabla 6.

Material	Peso específico (kN/m ³)	Cohesión (kPa)	Ángulo de fricción (°)
calizas	23	50	20
limolitas fisuradas	22	0	8
arcillitas con yeso	20	0	14,7
coluvión	22	0	25

Tabla 6: Valores de resistencia de los materiales de la vertiente de Vallcebre.

La Figura 20 muestra el perfil geológico del deslizamiento de Vallcebre una vez asignados los materiales a cada una de las distintas regiones.

Se ha estudiado el comportamiento del deslizamiento mediante un análisis de sensibilidad en el ángulo de fricción de las limolitas fisuradas, ya que, el resultado obtenido en laboratorio y en campo en anteriores estudios no se corresponden entre ellos, ambos valores no se corresponden con las tasas de desplazamiento observadas en el deslizamiento.

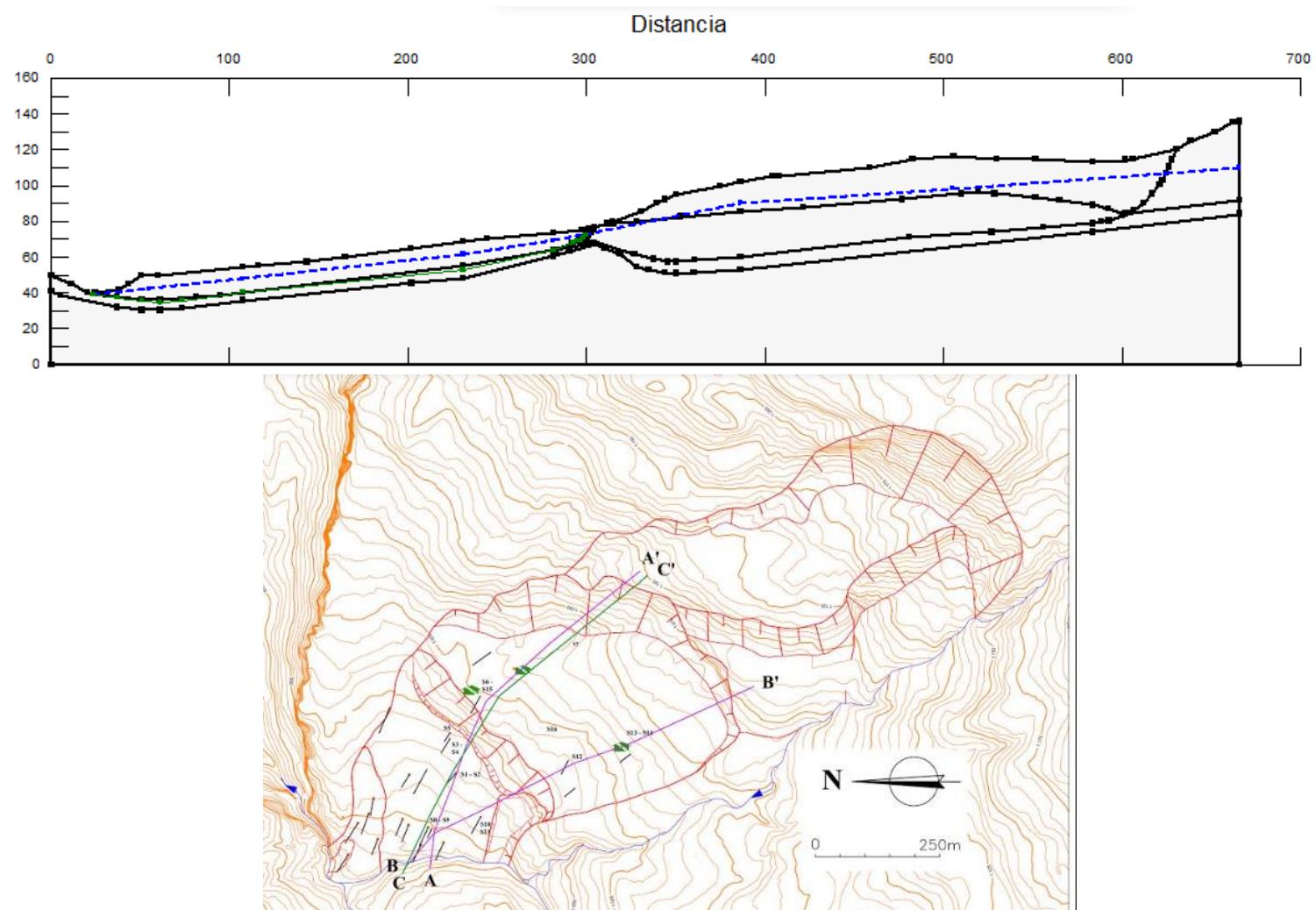


Figura 19 Modelo del nuevo perfil geológico de la ladera de Vallcebre y ubicación en planta del perfil c.

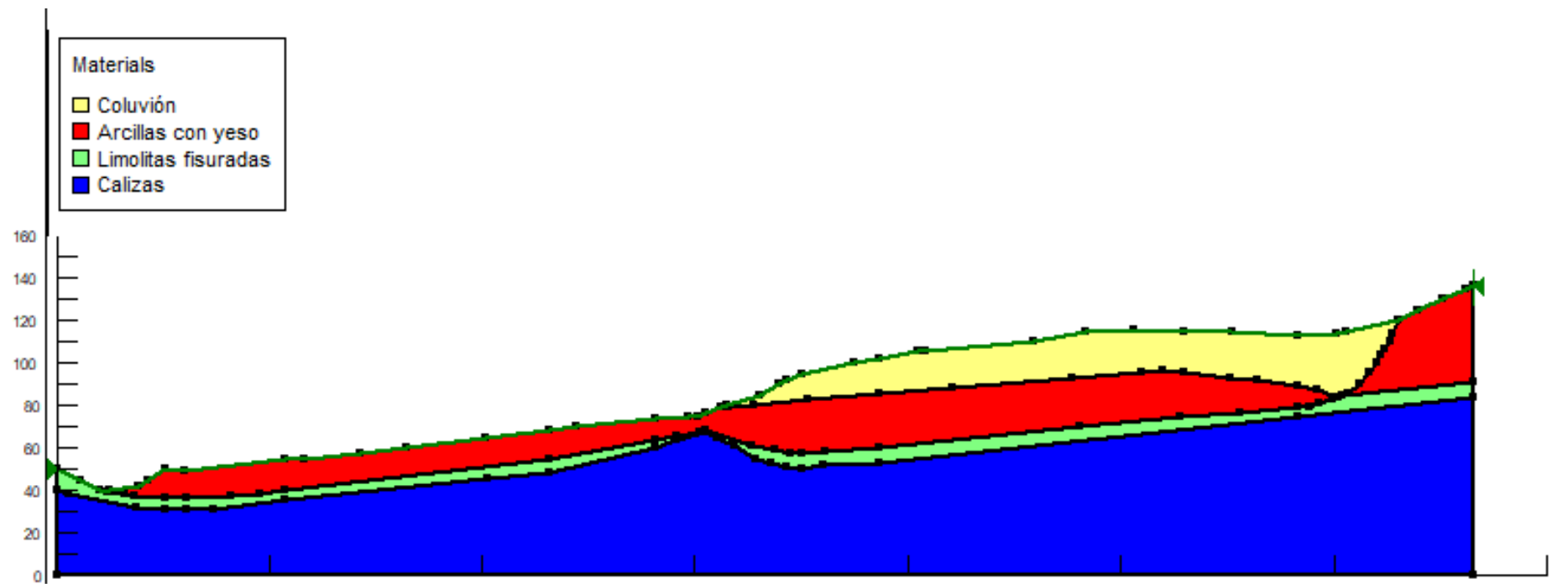


Figura 20: Asignación de los materiales en el nuevo perfil geológico

Análisis dinámico

Aplicación de un modelo viscoplastico

Se ha analizado el comportamiento de Vallcebre utilizando un modelo viscoso en dos dimensiones similar al de Ferrari et al., 2011 pero con el nuevo ángulo de fricción residual y analizando no solo el conjunto sino diversos episodios de aceleración y desaceleración para ver si hay diferencias entre ellos. Por otro lado, se ha analizado dentro de cada episodio por separado las subidas y bajas del nivel freático.

Se han utilizado las ecuaciones de Ferrari et al (2011) pero se muestran de otra manera para poder expresarlas en función de la fuerza de fricción, del nivel freático y de la viscosidad.

Interpretando de la ecuación 27 de Ferrari et al. (2011)

El primer término de la ecuación es

$$\lambda_1 = \frac{dv}{dt} \text{ donde } \lambda_1 = a_1 m_2 - a_2 m_1 \frac{\sin(\delta - \beta)}{\sin(\delta + \alpha)}$$

Si el plano de interacción se toma como la bisectriz de los dos tramos de la superficie de rotura, $(\delta - \beta) + (\delta + \alpha) = 180$, los ángulos $(\delta - \beta)$, $(\delta + \alpha)$ son suplementarios, su seno tiene el mismo valor, por lo que el cociente de los senos es igual a 1.

También es práctico sacar factor común de m_2 en la ecuación de λ_1 .

$$\lambda_1 = (a_1 - a_2 \frac{m_1}{m_2}) m_2 = \lambda_1' m_2$$

Entonces el primer término de la ecuación (1) queda $\lambda_1' m_2 \frac{dv}{dt}$ que es la fuerza total del bloque 2 ponderada por un parámetro que depende del cociente de masas de los bloques.

Otra simplificación que se puede hacer en los valores de a_1, a_2

$$\delta - \beta = \frac{180 - \beta - \alpha}{2} = 90 - \frac{\beta + \alpha}{2}$$

$$\delta + \alpha = 90 + \frac{\beta + \alpha}{2}$$

$$\sin(\delta - \beta) = \sin 90 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) - \cos 90 \sin \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) = \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)$$

$$\sin(\delta + \alpha) = \text{sen} \left(90 + \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) \right) = \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)$$

$$\begin{aligned} \cos(\alpha + \delta) &= \cos \left(90 + \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) \right) \\ &= \cos 90 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) - \text{sen} 90 \text{sen} \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) = -\text{sen} \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \cos(\delta - \beta) &= \cos \left(90 - \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) \right) \\ &= \cos 90 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) + \text{sen} 90 \text{sen} \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) = \text{sen} \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) \end{aligned}$$

Substituyendo en las ecuaciones 19 y 20 de Ferarri et.al (2011), y considerando que $\varphi'_1 = \varphi'_2 = \varphi'$

$$a_1 = \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (1 - \tan \varphi' \tan \varphi'_\delta) - \text{sen} \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' + \tan \varphi'_\delta)$$

$$a_2 = \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta - 1) - \text{sen} \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' + \tan \varphi'_\delta)$$

$$\frac{a_2}{a_1} = \frac{\cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (1 - \tan \varphi' \tan \varphi'_\delta) - 1 - \tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta)}{\cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (1 - \tan \varphi' \tan \varphi'_\delta) - 1 - \tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta)}$$

$$\frac{a_2}{a_1} = \frac{1 + \tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta)}{\tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta) - 1}$$

La ecuación 27 de Ferrari et al., (2011) se puede dividir por a_1 y quedaría:

$$(m_2 - \frac{a_2}{a_1} m_1) \frac{dv}{dt} + (b_2 - \frac{a_2}{a_1} b_1) \frac{ds}{dt} + c_2 - \frac{a_2}{a_1} c_1 = 0$$

$$\frac{a_2}{a_1} = \frac{1 + \tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta)}{\tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) (\tan \varphi' \tan \varphi'_\delta) - 1} = r$$

Por otro lado extrayendo m_2 del primer termino y b_2 del segundo

$$\left(1 - r \frac{m_1}{m_2}\right) m_2 \frac{dv}{dt} + \left(1 - r \frac{b_1}{b_2}\right) b_2 \frac{ds}{dt} + c_2 - r c_1 = 0 \quad [A1]$$

Donde:

$$\frac{b_1}{b_2} = \frac{\eta_1 \frac{l_1}{z_1}}{\eta_2 \frac{l_2}{z_2}}$$

Si $\eta_1 = \eta_2 = \eta$

$$\frac{b_1}{b_2} = \frac{l_1}{l_2} \cdot \frac{z_2}{z_1}$$

Si $z_1 = z_2 = z$

$$\frac{b_1}{b_2} = \frac{l_1}{l_2} \quad b_2 = \frac{\eta l_2}{z}$$

Sustituyendo en A1

$$\left(1 - r \frac{m_1}{m_2}\right) m_2 \frac{dv}{dt} + \left(l_2 - r l_1 \frac{z_2}{z_1}\right) \frac{\eta}{z_2} \frac{ds}{dt} + c_2 - r c_1 = 0 \quad (4)$$

$$\lambda_1 = \left(1 - r \frac{m_1}{m_2}\right)$$

$$\text{fuerza del bloque 2} = m_2 \frac{dv}{dt}$$

$$\lambda_2 = \left(l_2 - r l_1 \frac{z_2}{z_1}\right)$$

$$\text{fuerza viscosa} = \frac{\eta}{z_2} \frac{ds}{dt}$$

$$\lambda_3 = c_2 - r c_1 \quad (5)$$

Por otra parte, si llamamos λ_3 al último termino (5)

$$c_1 = c_{11} W_1 - c_{12} U_r - \tan \varphi' U_1 - U_s p_r \tan \varphi' + U_s p_r \quad (6)$$

$$c_1 = c_{12} W_2 - c_{22} U_r - U_q - \tan \varphi' U_2 - Q \quad (7)$$

$$U_1 = \frac{l_1}{2} u \quad (8)$$

$$u = \gamma w \cos^2 \beta (h_2 - d) = \gamma w \cos^2 \beta h w \quad (9)$$

Donde $hw = h_2 - d$

Por lo tanto $U_1 = \frac{1}{2} l_1 \gamma w \cos^2 \beta hw$ (10)

$$U_2 = l_2 u \quad U_2 = \gamma w \cos^2 \beta l_2 hw \quad (11)$$

$$U_r = \frac{uhw}{2 \cos \beta \sin(\delta - \beta)} = \frac{\gamma w \cos^2 \beta}{2 \cos \beta \sin(\delta - \beta)} h^2 w \rightarrow U_r = \frac{\gamma w \cos \beta}{2 \sin(\delta - \beta)} h^2 w \quad (12)$$

$$U_q = \frac{uhw}{2 \cos \beta} = \frac{\gamma w \cos^2 \beta}{2 \cos \beta} h^2 w \quad U_q = \frac{1}{2} \gamma w \cos \beta h^2 w \quad (13)$$

$$Q, U_s, p_r, U_s, p_r = 0$$

El objetivo es expresar la ecuación general de movimiento (4) en función de hw .

Sustituyendo las ecuaciones (6) a (13) en (5)

$$\sin(\delta - \beta) = \cos \frac{\beta + \alpha}{2}$$

$$\begin{aligned} \lambda_3 = & [c_{21} + c_{22} \left(\frac{\gamma w \cos \beta}{2 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)} h^2 w \right) - \left(\frac{1}{2} \gamma w \cos \beta h^2 w \right) - \tan \varphi' \gamma w \cos^2 \beta l_2 hw] \\ & - r [c_{11} + c_{22} \left(\frac{\gamma w \cos \beta}{2 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)} h^2 w \right) - \tan \varphi' \left(\frac{1}{2} \gamma w \cos^2 \beta l_1 hw \right)] \end{aligned}$$

Reagrupando:

$$\begin{aligned} \lambda_3 = & \left[c_{22} \left(\frac{\gamma w \cos \beta}{2 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)} h^2 w \right) - \frac{1}{2} \gamma w \cos \beta - r c_{12} \frac{\gamma w \cos \beta}{2 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)} \right] h^2 w \\ & - \left(\tan \varphi' \gamma w \cos^2 \beta l_2 - \frac{r}{2} \tan \varphi' \gamma w \cos^2 \beta l_1 \right) hw + c_{21} - r c_{11} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \lambda_3 = & \frac{1}{2} \left(\frac{\gamma w \cos \beta}{2 \cos \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right)} \right) \left(c_{22} - \cos \beta \left(\frac{\beta + \alpha}{2} \right) - r c_{12} \right) h^2 w \\ & - \gamma w \cos^2 \beta \tan \varphi' \left(l_2 - \frac{r}{2} l_1 \right) hw + c_{21} - r c_{11} \quad (14) \end{aligned}$$

Donde:

$$c_{11} = W_1 (\cos \alpha \tan \varphi' + \sin \alpha) = W_1 \cos \alpha (\tan \varphi' + \tan \alpha) \quad (15)$$

$$c_{12} = \cos(\alpha + \delta) \tan\varphi' + \sin(\alpha + \delta) = -\sin\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi' + \cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right)$$

Reagrupando:

$$c_{12} = \cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) (1 - \tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi') \quad (16)$$

$$c_{21} = W_2 (\cos\beta \tan\varphi' + \sin\beta) = W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta) \quad (16)$$

$$c_{22} = \sin(\delta - \beta) + \cos(\delta - \beta) \tan\varphi' = \cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) + \sin\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi'$$

Reagrupando:

$$c_{22} = \cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) (1 + \tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi') \quad (17)$$

Sustituyendo en (14)

$$\begin{aligned} \lambda_3 = \frac{1}{2} \frac{\gamma w \cos\beta}{\cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right)} & \left[\cos\beta \left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) (1 + \tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi') - \cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \right. \\ & \left. - r \cos\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) (1 - \tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi') \right] h^2 w \\ & - \gamma w \cos^2\beta \tan\varphi' \left(l_2 - \frac{r}{2} l_1 \right) h w \\ & + W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta) - r W_1 \cos\alpha (\tan\varphi' + \tan\alpha) \end{aligned}$$

Simplificando:

$$\begin{aligned} \lambda_3 = \frac{1}{2} \gamma w \cos\beta & \left[1 + \tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi' - 1 - r (1 - \tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi') \right] h^2 w \\ & - \gamma w \cos^2\beta \tan\varphi' \left(l_2 - \frac{r}{2} l_1 \right) h w \\ & + W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta) - r W_1 \cos\alpha (\tan\varphi' - \tan\alpha) \end{aligned}$$

Simplificando más:

$$\begin{aligned} \lambda_3 = \frac{1}{2} \gamma w \cos\beta & \left[\tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi' (1 - r) - r \right] h^2 w \\ & - \gamma w \cos^2\beta \tan\varphi' \left(l_2 - \frac{1}{2} r l_1 \right) h w \\ & + W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta) - r W_1 \cos\alpha (\tan\varphi' - \tan\alpha) \end{aligned}$$

Reordenando:

$$\begin{aligned} \lambda_3 = & \left[\tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi'(1 - r) - r \right] \frac{1}{2} \gamma w \cos\beta h^2 w \\ & - \left(l_2 - \frac{1}{2} r l_1 \right) \gamma w \cos^2\beta \tan\varphi' h w \\ & + \left(1 - r \frac{W_1 \cos\alpha (\tan\varphi' - \tan\alpha)}{W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta)} \right) W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta) \quad (18) \end{aligned}$$

$$\frac{W_1}{W_2} = \frac{\gamma s m_1}{\gamma s m_2} = \frac{m_1}{m_2}$$

Sustituyendo en (4):

$$\begin{aligned} & \left(1 - r \frac{m_1}{m_2} \right) m_2 \\ & + (l_2 - r l_1) \frac{\eta}{z_2} \frac{ds}{dt} \left[\left(1 - r \frac{m_1 \cos\alpha (\tan\alpha - \tan\varphi')}{m_2 \cos\beta (\tan\beta - \tan\varphi')} \right) W_2 \cos\beta (\tan\varphi' - \tan\beta) \right] \\ & - \left(l_2 - \frac{r}{2} l_1 \right) \gamma w \cos^2\beta \tan\varphi' h w \\ & + \frac{1}{2} \left[\tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi'(1 - r) - r \right] \gamma w \cos^2\beta h^2 w = 0 \end{aligned}$$

Reordenando para despejar el término que incluye $\frac{dv}{dt}$:

$$\begin{aligned} & \left(1 - r \frac{m_1}{m_2} \right) m_2 \frac{dv}{dt} \\ = & \left[\left(1 - r \frac{W_1 \cos\alpha (\tan\alpha - \tan\varphi')}{W_2 \cos\beta (\tan\beta - \tan\varphi')} \right) W_2 \cos\beta (\tan\beta - \tan\varphi') \right] \\ & + \left(l_2 - \frac{r}{2} l_1 \right) \gamma w \cos^2\beta \tan\varphi' h w \\ & - \frac{1}{2} \left[\tan\left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan\varphi'(1 - r) - r \right] \gamma w \cos\beta h^2 w \\ & - (l_2 - r l_1) \frac{\eta}{z} \frac{ds}{dt} = 0 \quad (19) \end{aligned}$$

En el segundo miembro, el primer término corresponde a la resultante de la fuerza movilizadoras (debidas a la componente tangencial del peso de los bloques) y de las fuerzas resistentes debidas a la fricción. Los dos siguientes términos cuantifican la influencia del agua, y el ultimo termino corresponde a la fuerza viscosas.

Para la realización de la ecuación (19) es adecuado escribirla de tal forma:

$$\frac{dv}{dt} = \theta_1 + \theta_2 h w + \theta_3 h^2 w + \theta_4 \frac{ds}{dt} \quad (20)$$

Resolución de la ecuación diferencial mediante el método de diferencias finitas

Simplificando la ecuación (19)

$$\begin{aligned} \left(1 - r \frac{m_1}{m_2}\right) m_2 \frac{dv}{dt} &= \Theta_0 \\ \left[\left(1 - r \frac{W_1 \cos \alpha (\tan \alpha - \tan \varphi')}{W_2 \cos \beta (\tan \beta - \tan \varphi')}\right) W_2 \cos \beta (\tan \beta - \tan \varphi') \right] &= \Theta_1 \\ + \left(l_2 - \frac{r}{2} l_1\right) \gamma w \cos^2 \beta \tan \varphi' h w &= \Theta_2 \\ -\frac{1}{2} \left[\tan \left(\frac{\beta + \alpha}{2}\right) \tan \varphi' (1 - r) - r \right] \gamma w \cos \beta h^2 w &= \Theta_3 \\ -(l_2 - r l_1) \frac{\eta}{z} \frac{ds}{dt} &= \Theta_4 \end{aligned}$$

$$\frac{d\dot{s}}{dt} = \Theta_1 + \Theta_2 h w + \Theta_3 h^2 w + \Theta_4 \frac{ds}{dt}$$

$$\frac{d\dot{s}}{dt} = \dot{s}_t$$

$$\dot{s}_{t+\Delta t} - \dot{s}_t = \dot{s}_t \Delta t$$

$$\dot{s}_{t+\Delta t} = \dot{s}_t + \dot{s}_{t+\Delta t} \Delta t \quad (21)$$

$$\text{Desde } \dot{s}_t = \frac{1}{\Theta_0} (\Theta_1 + \Theta_2 h w + \Theta_3 h^2 w + \Theta_4 \dot{s}_{t-\Delta t}) \quad (20)$$

Sustituyendo (20) en (21)

$$\dot{s}_{t+\Delta t} = \dot{s}_t + \frac{1}{\Theta_0} (\Theta_1 + \Theta_2 h w + \Theta_3 h^2 w) \Delta t + \frac{\Theta_4}{\Theta_0} \dot{s}_{t+\Delta t} \Delta t$$

Reagrupando los términos que contienen $\dot{s}_{t+\Delta t}$

$$\left(1 - \frac{\Theta_4}{\Theta_0} \Delta t\right) \dot{s}_{t+\Delta t} = \dot{s}_t + \frac{1}{\Theta_0} G_t \Delta t$$

Despejando $\dot{s}_{t+\Delta t}$:

$$\dot{s}_{t+\Delta t} = \frac{\dot{s}_t + \frac{1}{\Theta_0} G_t \Delta t}{1 - \frac{\Theta_4}{\Theta_0} \Delta t}$$

$$\dot{s}_{t+\Delta t} = \frac{\Theta_0 \dot{s}_t + G_t \Delta t}{\Theta_0 - \Theta_4 \Delta t} \quad (23)$$

La ecuación (23) permite calcular la velocidad instantánea

El desplazamiento se obtiene:

$$\dot{S}_{t+\Delta t} = \dot{S}_t + \dot{S}_{t+\Delta t} \Delta t$$

Para comprobar el modelo viscoplastico planteado anteriormente, se han reproducido las velocidades y los desplazamientos observados en el deslizamiento de Vallcebre a través del programa Matlab.

El programa MatlabR2018a tiene herramientas de cálculo científico y técnico y de visualización gráfica, así como un lenguaje de programación de alto nivel.

A partir de la definición de una función con parámetros de entrada y salida se obtienen unos valores estimados de las variables a estudiar.

Los datos de entrada del deslizamiento Vallcebre son:

- 1) Profundidad diaria media del nivel freático (m)
- 2) Velocidad horizontal diaria media observada(mm/día)
- 3) Incremento de tiempo (segundos).

Los datos de salida representan una lista de elementos o variables de retorno de la función. El valor de cada uno de los elementos de salida varía a medida que se ejecuta el algoritmo. Los valores devueltos por la función convocada serán los valores que se encuentren en los datos de salida en el momento en que termina la ejecución de la función.

Datos de salida del deslizamiento de Vallcebre:

- 1) Desplazamiento horizontal acumulado diario observado(mm)

Calculado a partir de la velocidad horizontal medida y tomando como cero el valor del primer día.

- 2) Viscosidad estimada(kPa*s)
- 3) Error absoluto medio del desplazamiento acumulado estimado(mm)
- 4) Desplazamiento horizontal acumulado diario estimado por el modelo (mm)
- 5) Velocidad horizontal diaria media calculada por el modelo (mm/día)
- 6)Aceleración horizontal diaria media calculada por el modelo (mm/día)
- 7)Fuerza viscosa media diaria (kN)
- 8)Fuerza media diaria normal al plano de interacción de los dos bloques (kN)

Por otra parte, existen varios parámetros constantes en la función como:

Parámetros constantes de la función	
50	Longitud inicial bloque 1 (pie)(m)
201	Longitud inicial bloque 2 (m)
15.30	Grosor vertical bloque 1 (m)
15.30	Grosor vertical bloque 2 (m)
20.23	Peso saturado (kN/m ³) específico
9.807	Aceleración de la gravedad (m/s ²)
20.24/g	Densidad (Tm/m ³)
4	Buzamiento superficie de rotura en el bloque 1
6.36	Buzamiento superficie de rotura en el bloque 2
91.18	Buzamiento de la superficie de interacción
11.042	Ángulo de fricción de la superficie de rotura basal
33	Ángulo de fricción del plano de interacción (\hat{A}°)
9.807	Peso específico del agua (kN/m ³)
0	Fuerza de empuje en la cabecera (kN)

La viscosidad inicial ν siempre tiene un valor inicial de $1.1e8$ kPa*s y el grosor vertical de la banda de cizalla z es de 0.31 m.

El coeficiente de viscosidad $k_v = \nu / z$

Se debe tener en cuenta lo siguiente:

- 1) El cálculo se realiza utilizando los valores diarios medios de H_w .
- 2) Cada valor diario medio está situado temporalmente en el centro del intervalo diario, $t_0(i=1)$ se ha situado en esa posición.
- 3) El valor instantáneo de H_w , H_{w_inst} , se ha calculado suponiendo que el nivel freático aumenta linealmente entre dos valores diarios medios de H_w , H_{w_diar} .

4. RESULTADOS

4.1 ANÁLISIS DE LA PIEZOMETRIA

La Figura 21 es una actualización de la Figura 11. La figura refleja los datos registrados desde 1996 a 2015.

Observamos una rápida respuesta del deslizamiento a las precipitaciones, la cual viene dada por la presencia de grietas a lo largo de la ladera.

Se percibe un ascenso del nivel freático cuando llueve y un descenso cuando esta cesa, el nivel constante de la profundidad del nivel freático se produce a grandes profundidades más o menos cuando se alcanzan aproximadamente a los 6.30m.

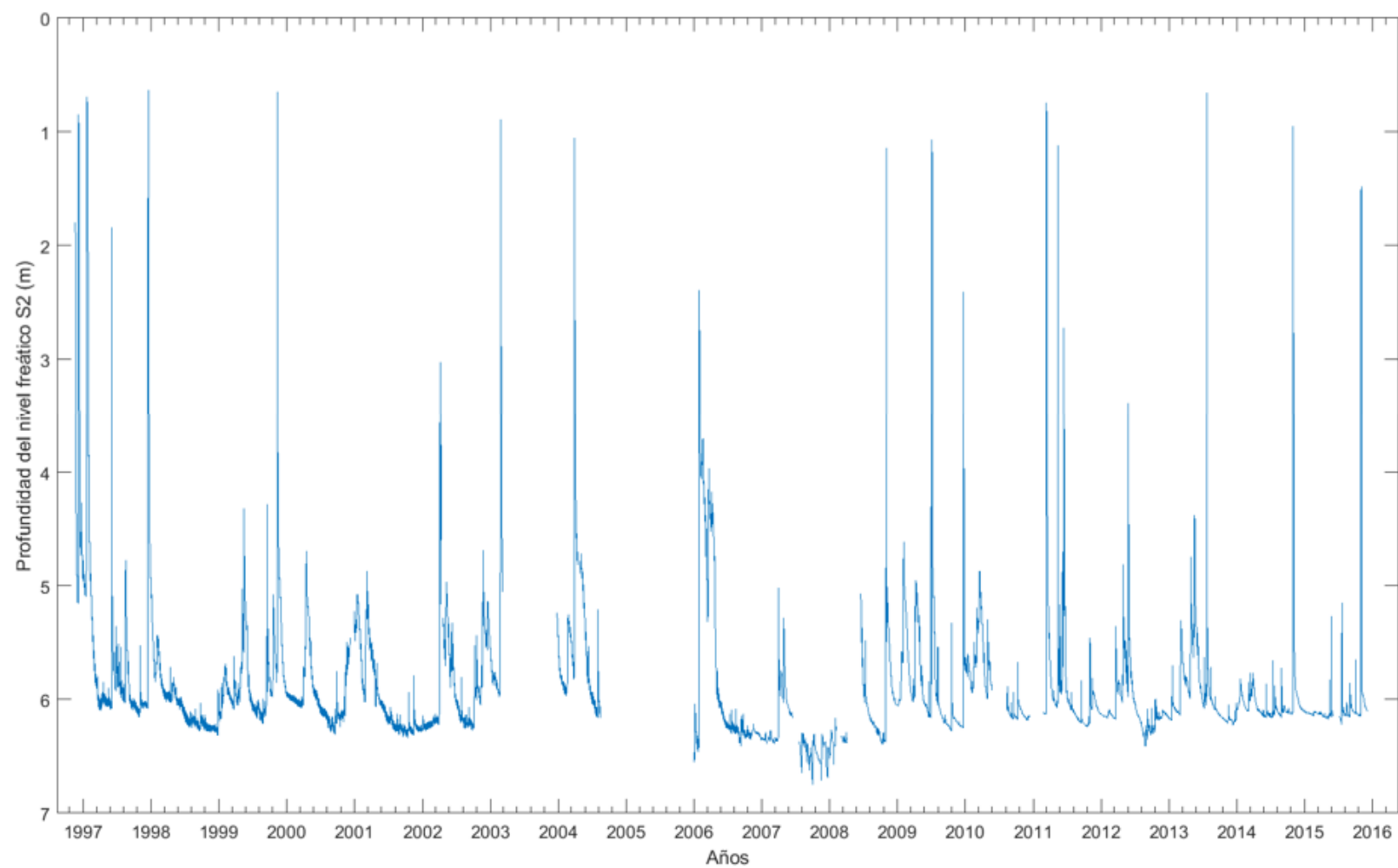


Figura 21 Evolución de la profundidad del nivel freático en el sondeo S2 (1996-2015)

4.1.1 Estudio de los ascensos y descensos del nivel freático

Se han separado todos los ascensos, descensos y niveles freáticos constantes registrados a lo largo de 15 años (1996-2011).

En la Figura 22 se ha representado el conjunto de ascensos del nivel freático y en la figura (Figura 23) se han representado los descensos. En las figuras anteriores no se observa un comportamiento general del deslizamiento.

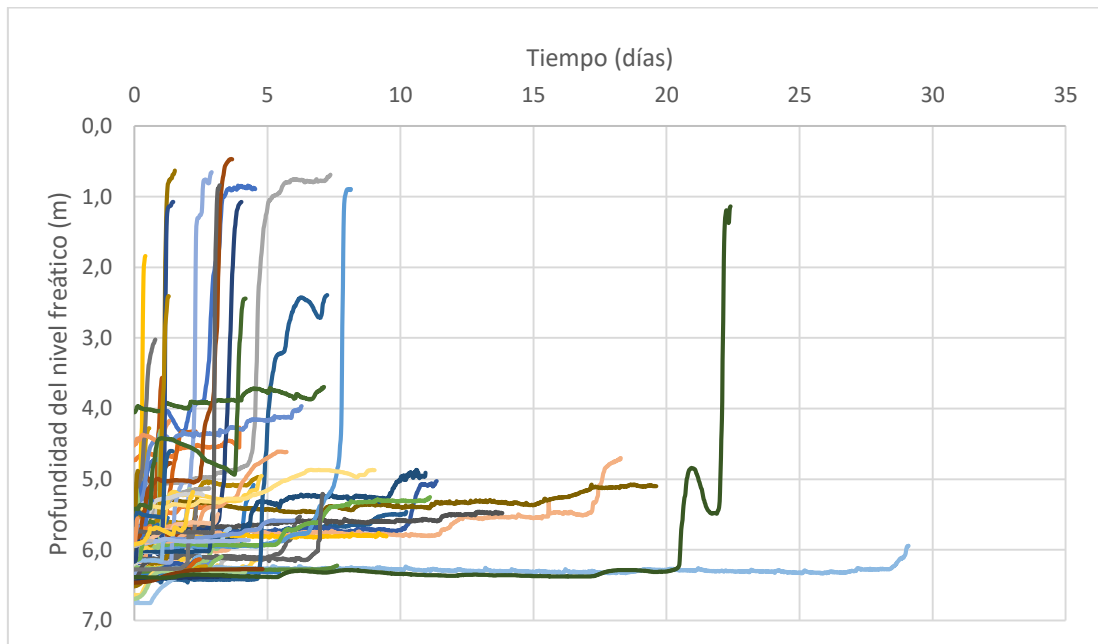


Figura 22 Conjunto de ascensos del nivel freático en función del tiempo en el sondeo S2 registro de los últimos 20 años.

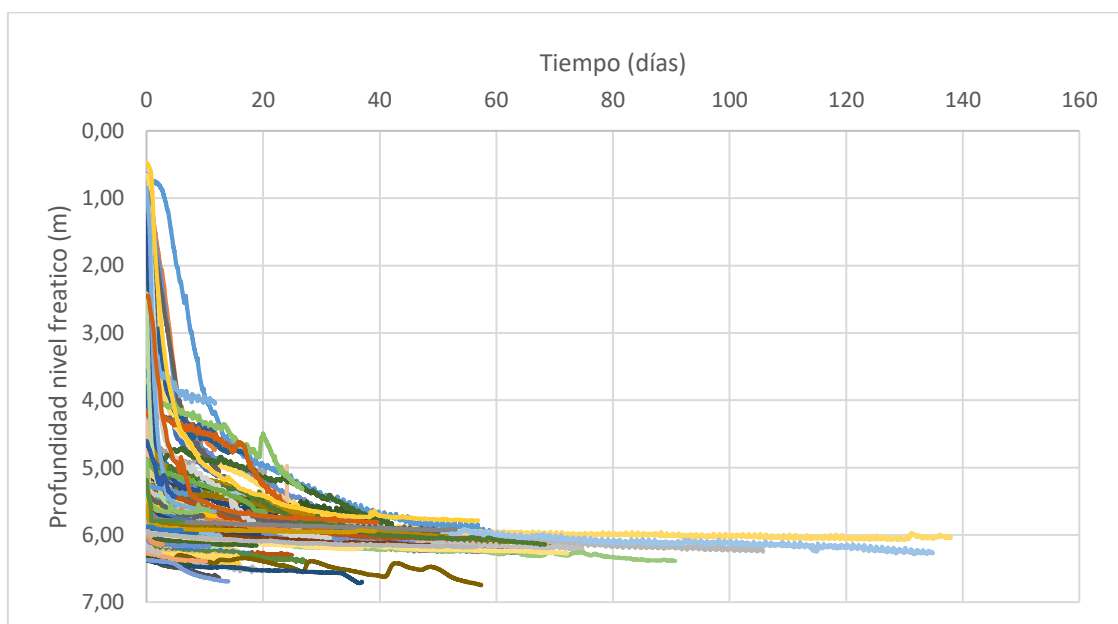


Figura 23 Conjunto de descensos del nivel freático en función del tiempo en el sondeo S2, registro de los últimos 20 años.

4.1.1.1 Clasificación de los descensos por rangos

Para ver si hay muchas diferencias entre el descenso del nivel freático teniendo en cuenta a que profundidad comienza el descenso se han hecho graficas de diferentes profundidades. (Figura 24-30)

Cada de las gráficas ha sido separada en varios rangos:

- Rango 0-1 m
- Rango 1-2 m
- Rango 2-3 m
- Rango 3-4 m
- Rango 4-5 m
- Rango 5-6 m
- Rango 6-7 m

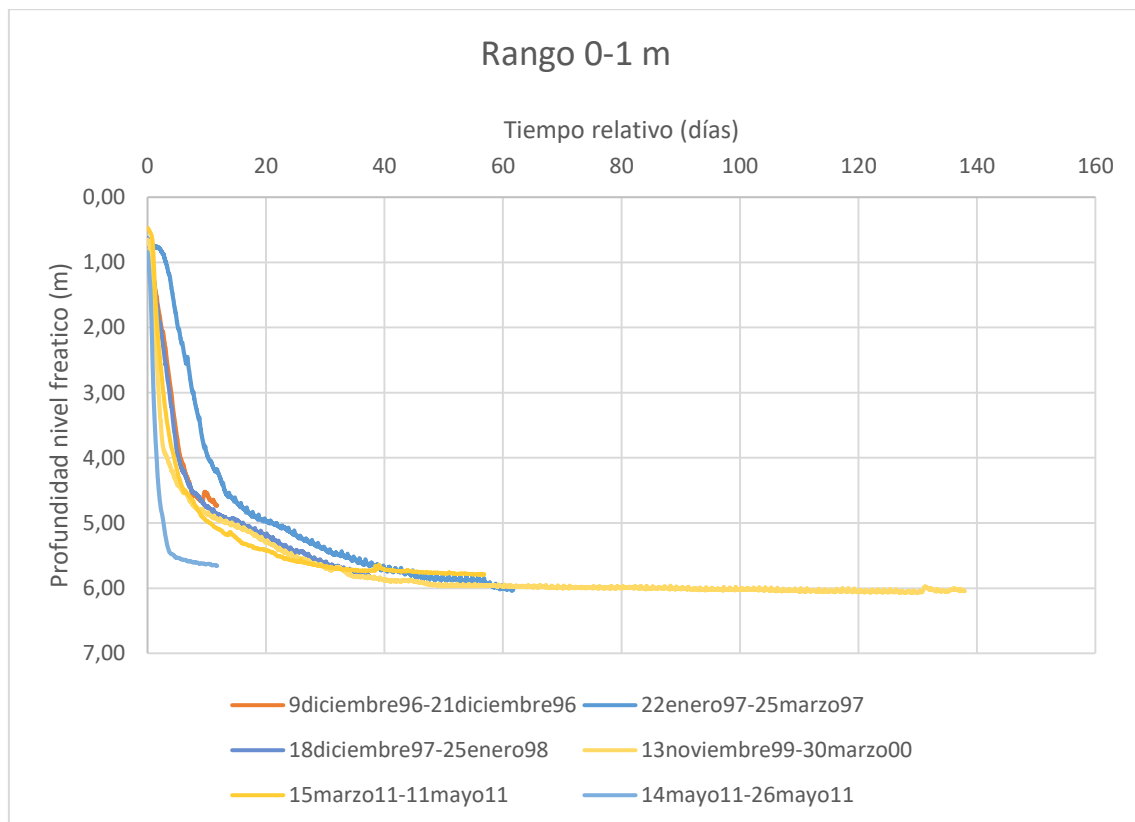


Figura 24: Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 0-1m de profundidad.

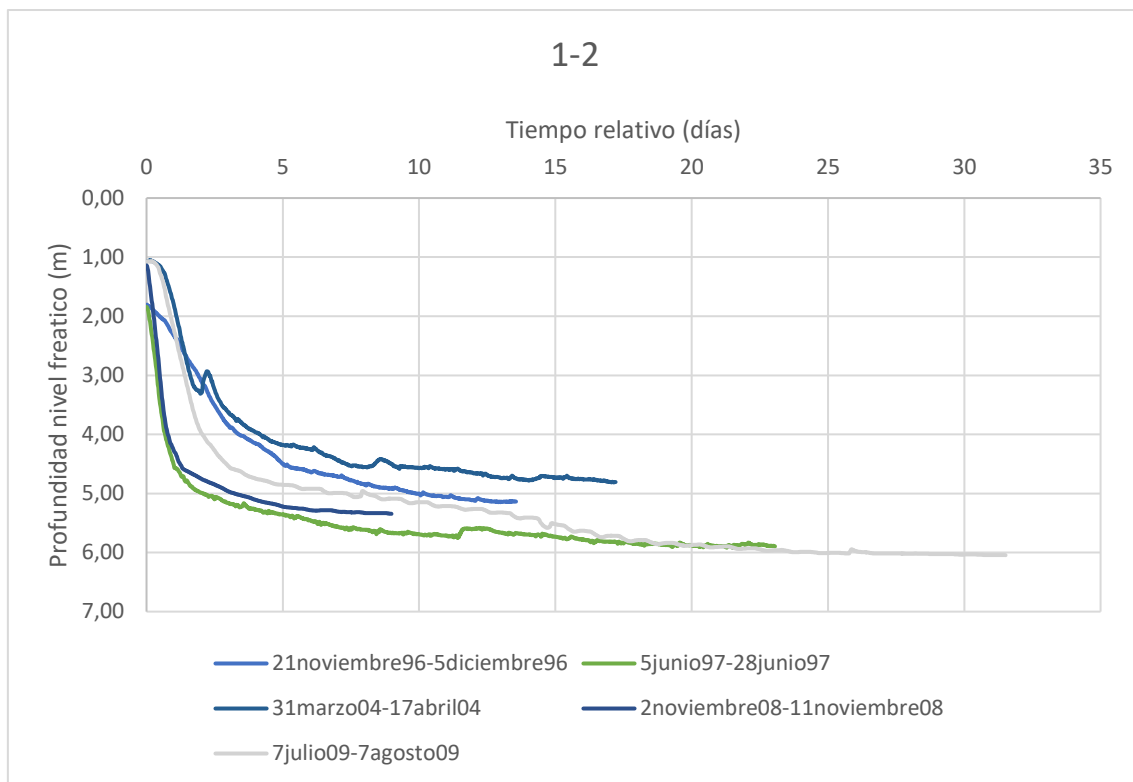


Figura 25 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 1-2m de profundidad.

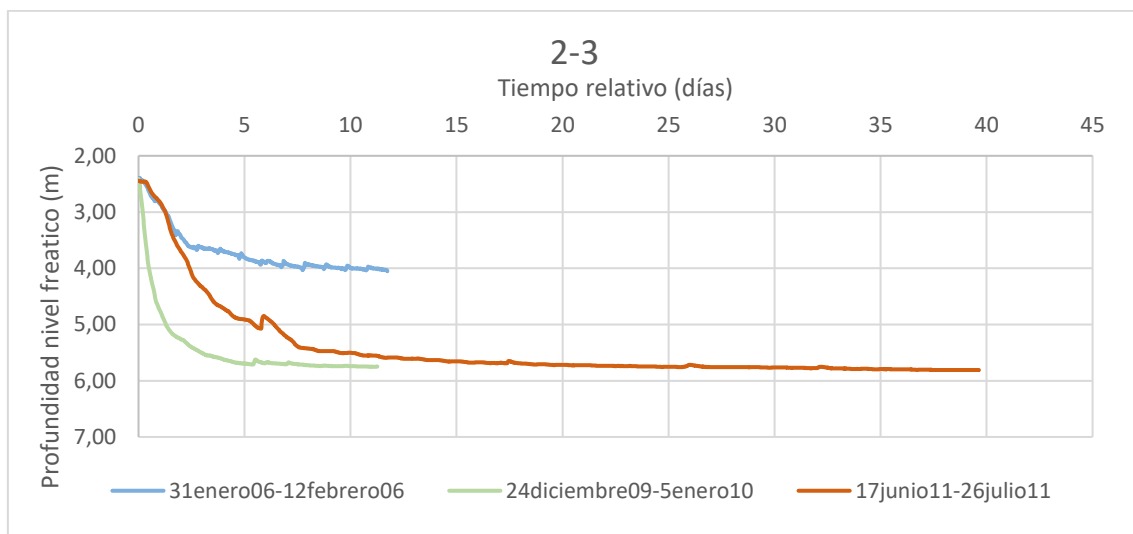


Figura 26 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 2-3m de profundidad.

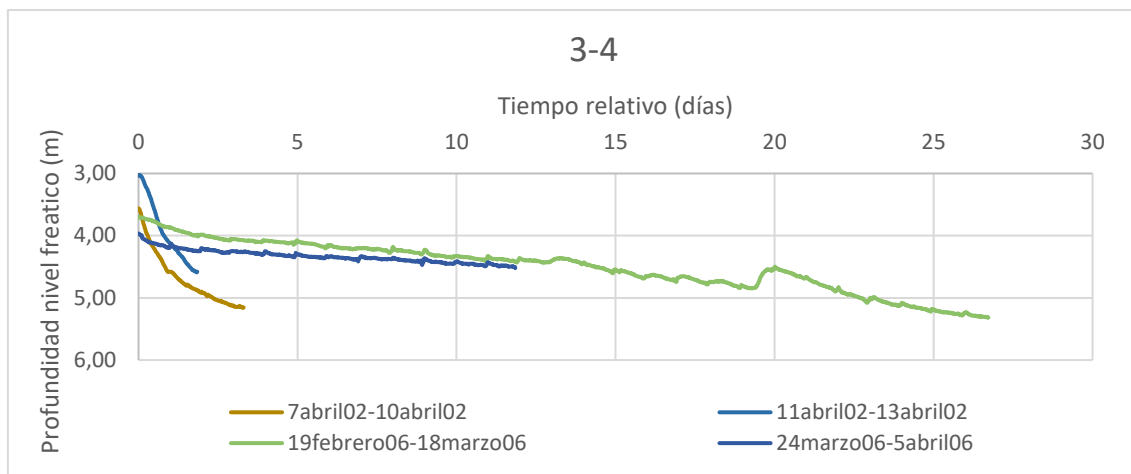


Figura 27 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 3-4m de profundidad.

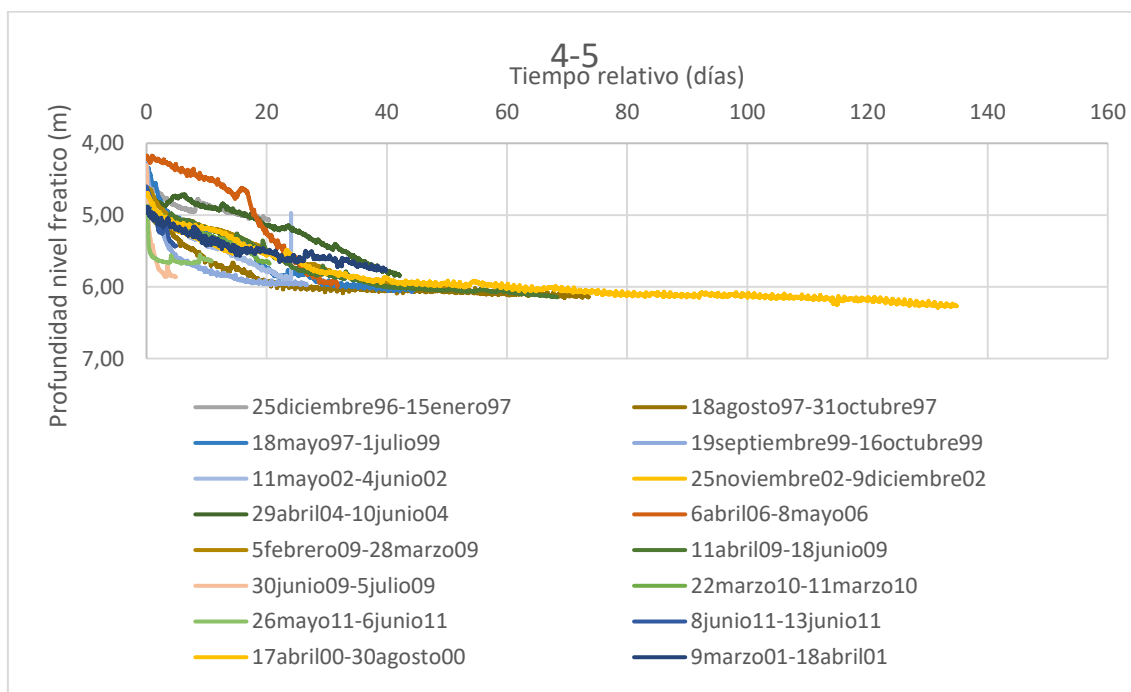


Figura 28 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 4-5m de profundidad.

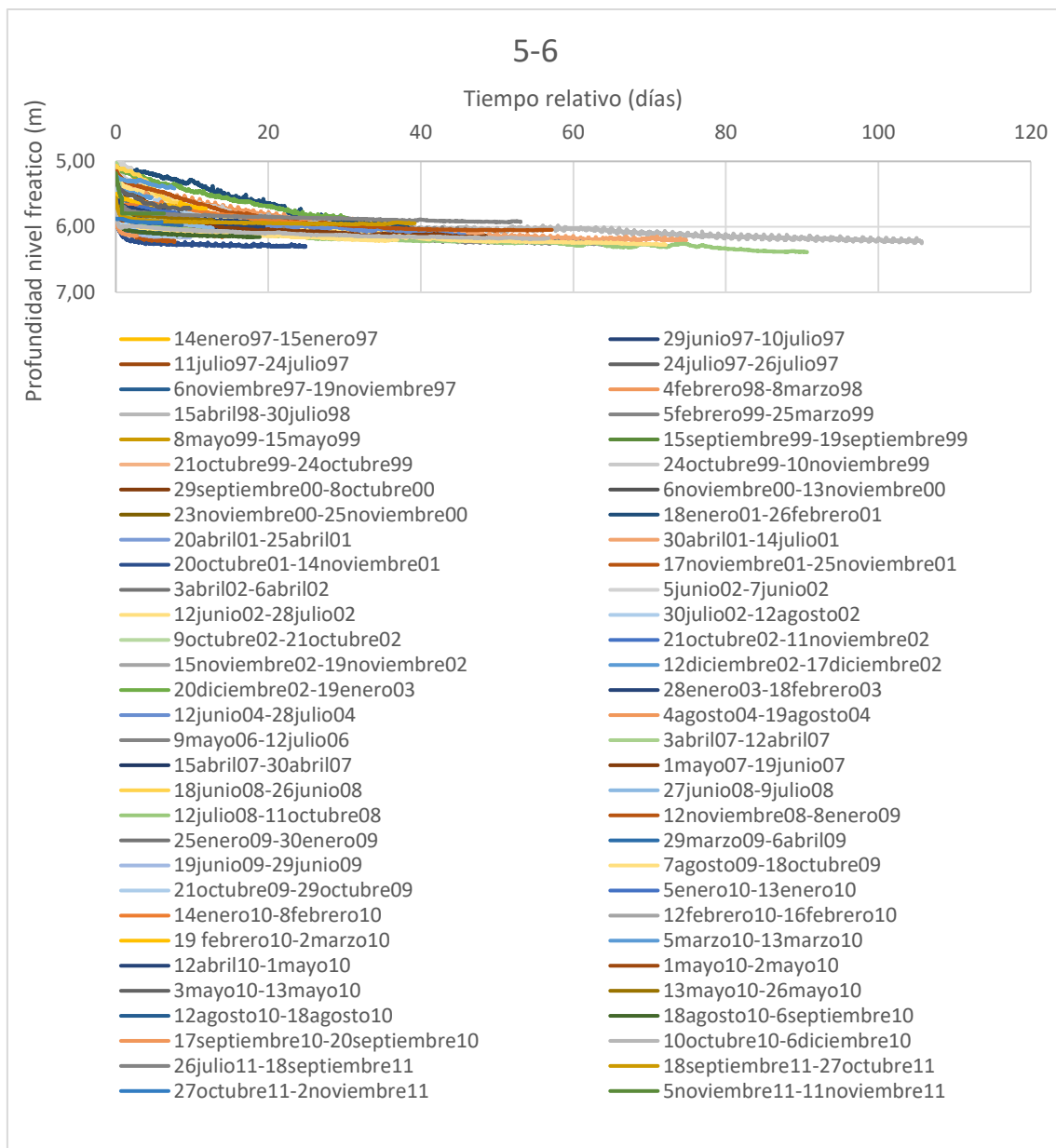


Figura 29 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 5-6m de profundidad.

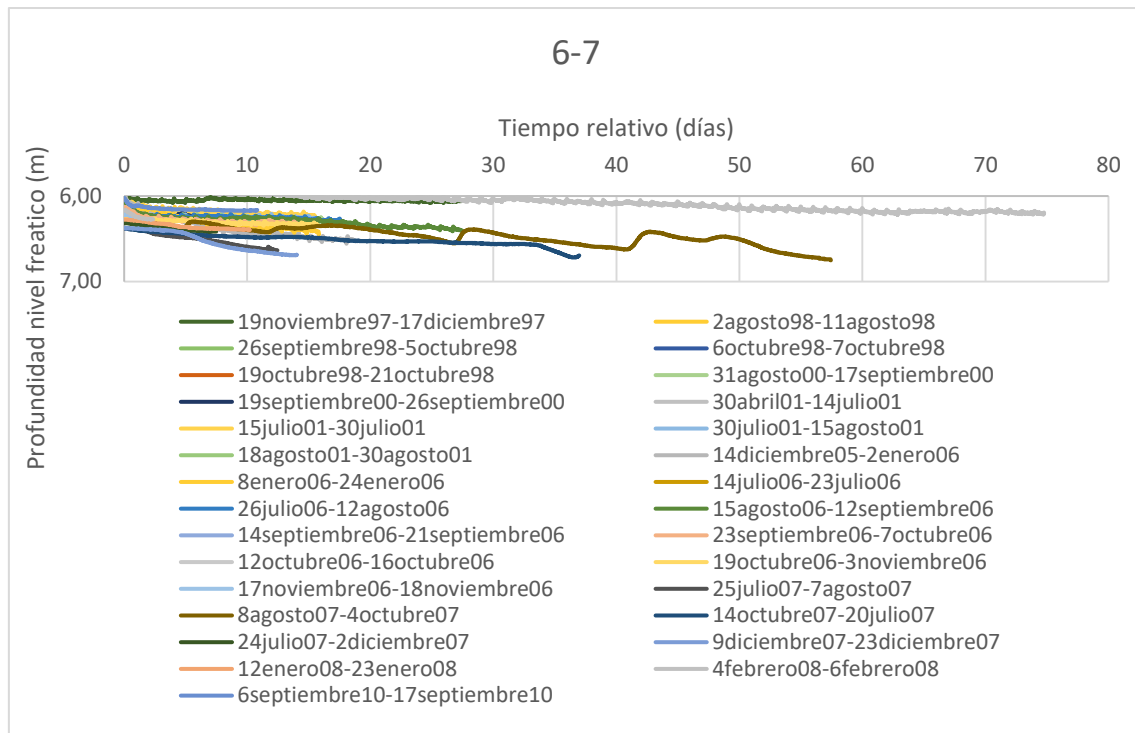


Figura 30 Curvas de descenso del nivel freático para aquellos eventos que el descenso se inicia entre 6-7m de profundidad.

En figuras 24-30 se puede apreciar que la profundidad máxima que alcanza el nivel freático es de alrededor de 6m. Por otra parte, se puede ver como las curvas de los descensos son más parecidas entre ellas cuando la profundidad del nivel freático es mayor y a medida que la profundidad va disminuyendo las diferencias se acentúan.

4.2 RELACIÓN ENTRE VELOCIDAD DE DESPLAZAMIENTO Y PIEZOMETRÍA

4.2.1. Desplazamiento y velocidad observados desde 1996 a 2015

En estudios previos se vio que el desplazamiento horizontal acumulado desde noviembre de 1996 a diciembre de 1998 fue casi de 1,1m en el sondeo S2.

Como se ha mencionado anteriormente, para el presente trabajo los datos procesados hasta el momento abarcan un periodo de 19 años, desde noviembre de 1996 hasta diciembre de 2015. Existen algunas lagunas en el registro, como la que abarca de marzo de 2003 a marzo de 2004, debidas a fallos en el mantenimiento del sistema. A lo largo de los 19 años de registro se ha acumulado un desplazamiento horizontal de 4.9 m (Figura31).

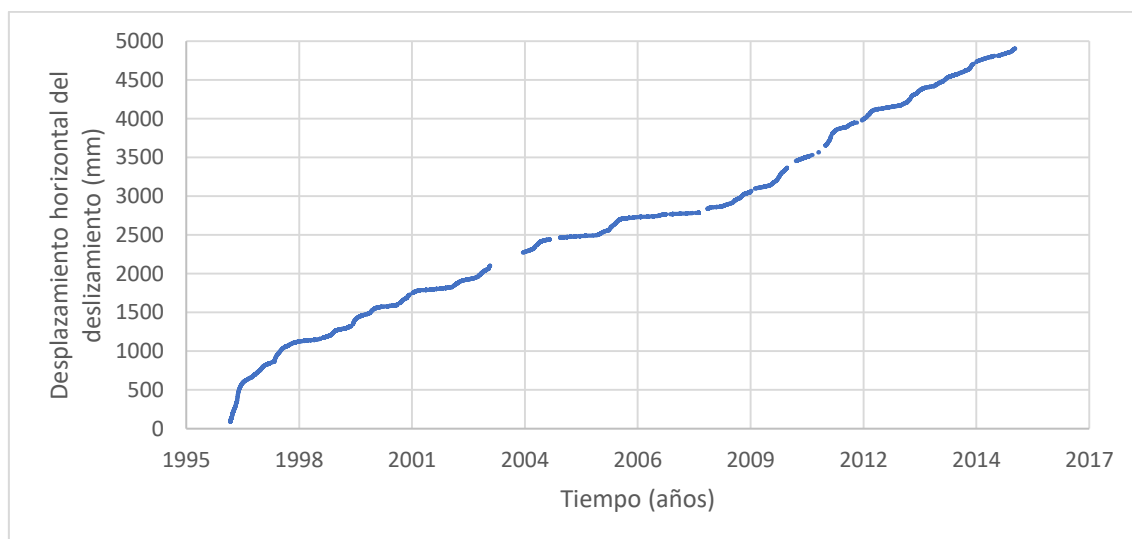


Figura 31 Acumulación del desplazamiento horizontal del deslizamiento en el sondeo S2 (1996-2015)

En la figura 32 se representa la evolución en el tiempo de los registros de velocidad de desplazamientos horizontales en el sondeo S2. La velocidad máxima en los episodios de aceleración del movimiento es de 5 mm/s a 9 mm/s. La velocidad mínima es de 0 mm/s, se llega a parar el movimiento.

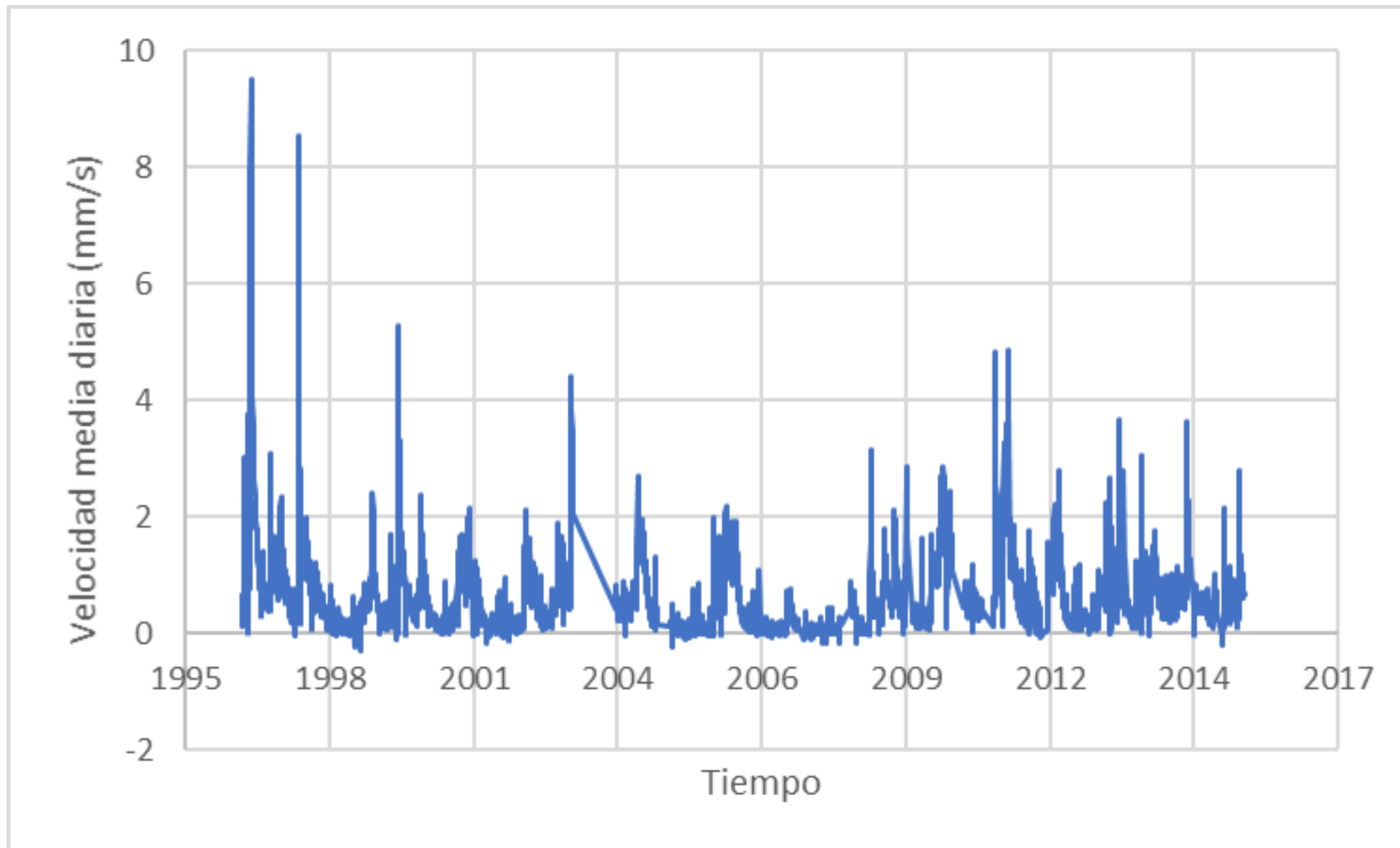


Figura 32 Evolución de la velocidad en el sondeo S2 (1996-2015)

4.2.2. Análisis global de la relación entre la velocidad y la piezometría

La Figura 33 muestra la relación entre altura de nivel freático respecto la superficie de deslizamiento y la velocidad del desplazamiento. En términos generales, a más altura de nivel freático más velocidad, y menos altura menos velocidad.

Así pues, se puede afirmar que el deslizamiento se acelera cuando sube el nivel freático, desacelera cuando baja y mantiene una velocidad constante cuando la posición del nivel freático no cambia.

Las Figuras 33 a 35 muestran las regresiones lineales con diferente grado de ajuste polinómico. El coeficiente de determinación R^2 es similar en los tres ajustes, aunque aumenta ligeramente desde el ajuste lineal de primer grado (línea recta) ($R^2 = 0.640$) al de tercer grado ($R^2 = 0.647$). La observación más importante a destacar es el claro aumento de la dispersión de los valores de velocidad con la disminución del nivel freático.

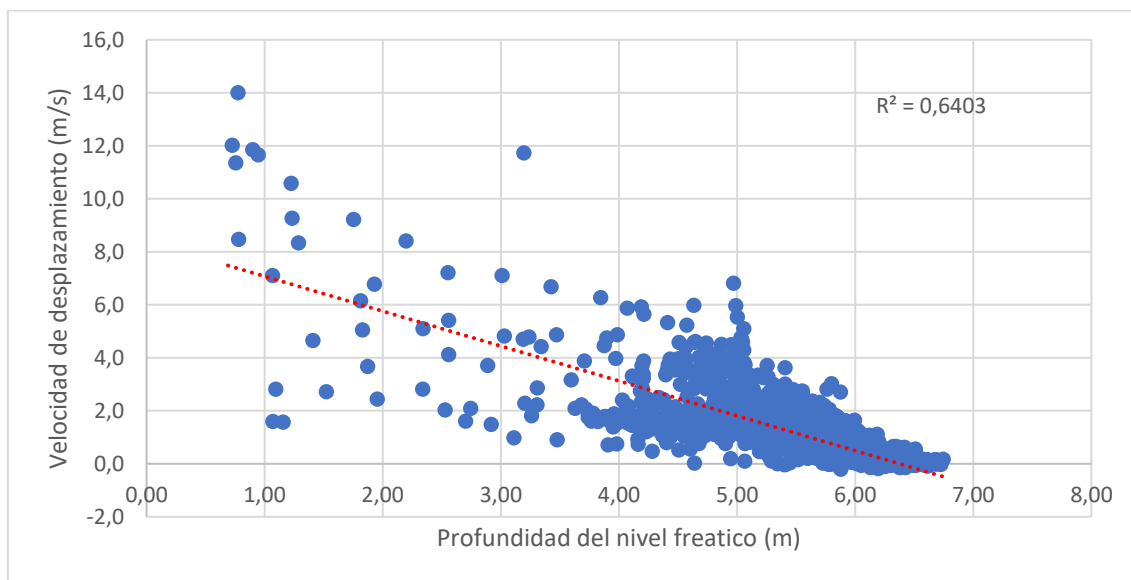


Figura 33: Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. Correlación lineal

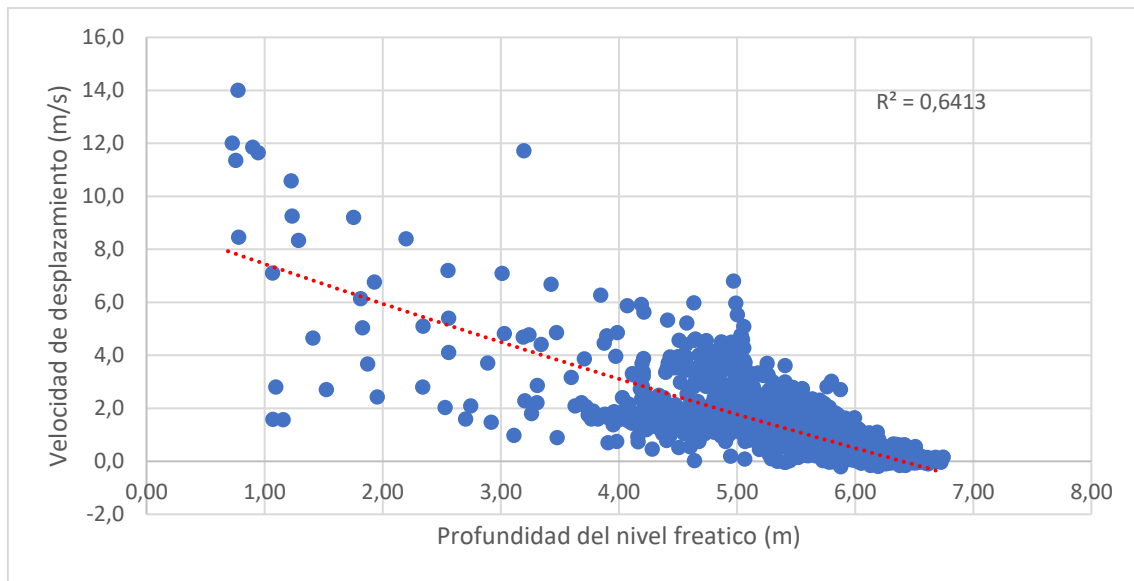


Figura 34: Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. Correlación polinómica de grado 2.

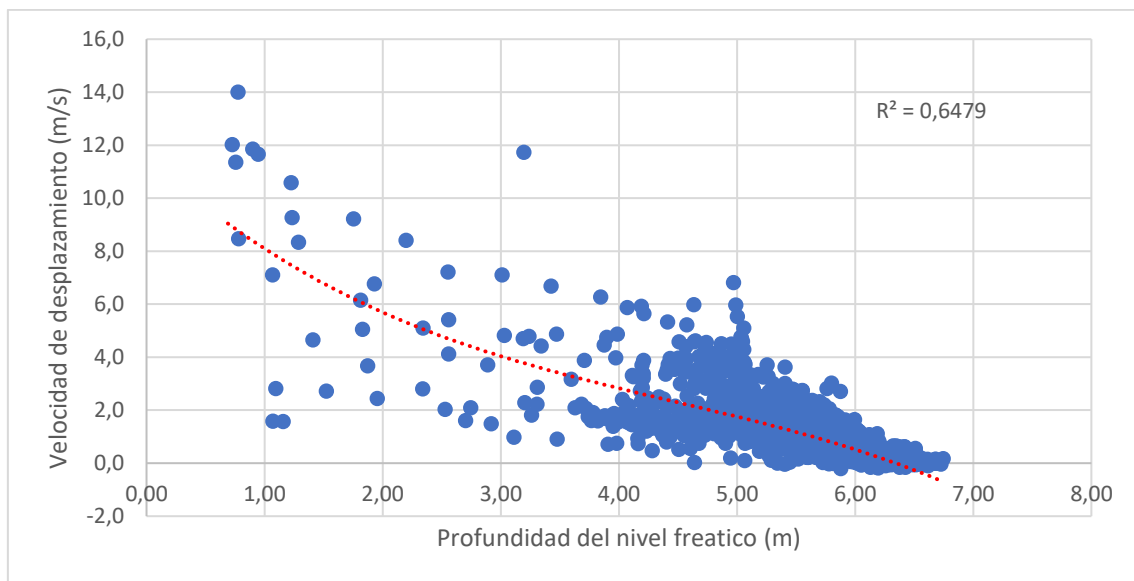


Figura 35 Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. Correlación polinómica de grado 3

4.2.3 Análisis de episodios de aceleración

El análisis del conjunto de datos de profundidad del nivel freático y de velocidad sólo permite deducir la tendencia general de la relación entre la piezometría y la velocidad del deslizamiento. La gran dispersión de la velocidad para posiciones altas del nivel freático muestra que la relación entre las dos variables no es sencilla, tal como ya encontraron Fernández-Pombo (1998) y Corominas et al. (2005), aunque en nuestro caso la dispersión hallada es mucho mayor (Figura 36). La explicación a este hecho es, obviamente, que en esta ocasión se han analizado los datos de 19 años mientras que en los dos trabajos antes mencionados se utilizaron los datos de los dos primeros años del registro.

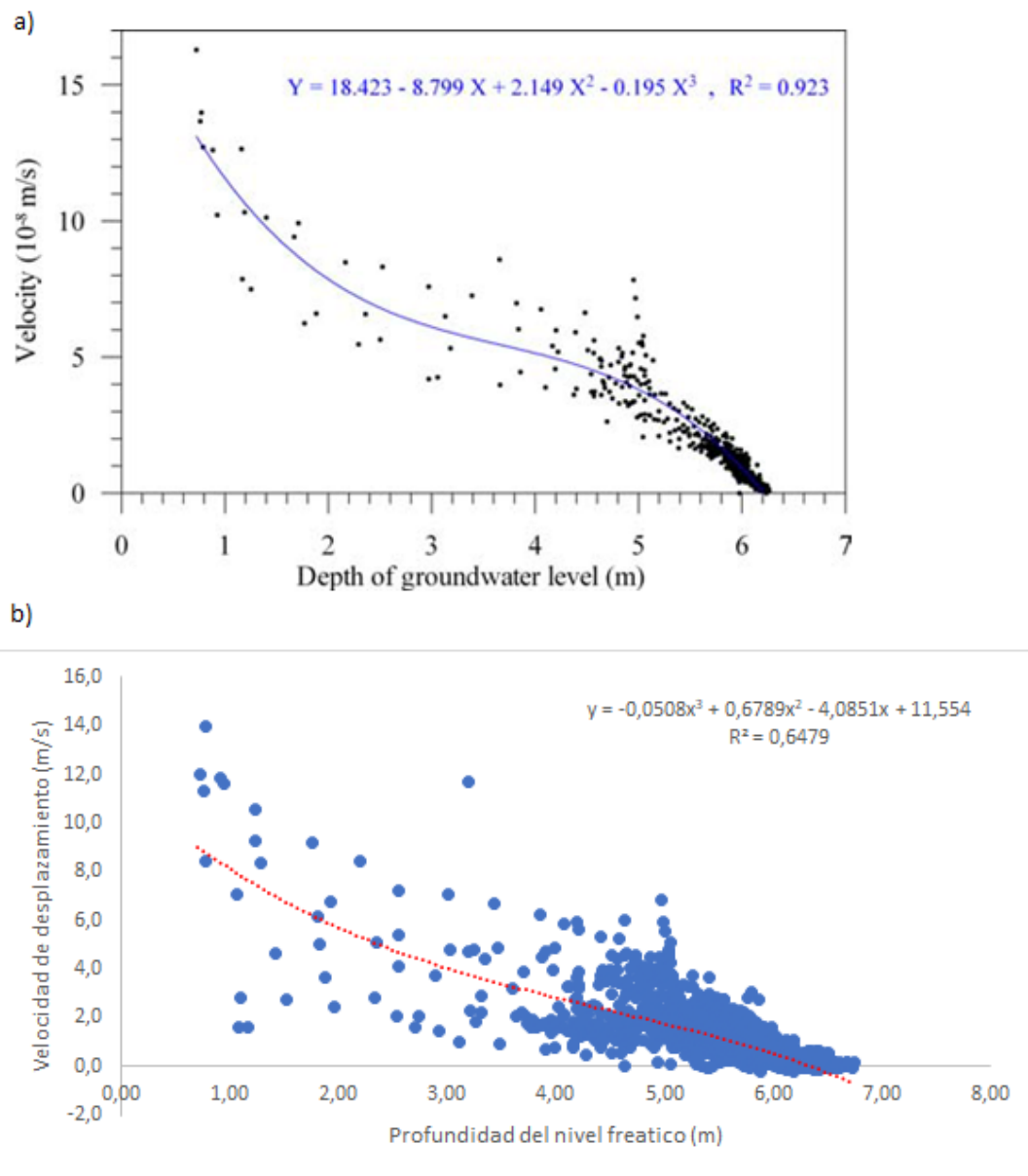


Figura 36: Relación entre el nivel freático y velocidad de desplazamiento en el sondeo S2. a) Grafico de Corominas et al., 2005 con los datos de dos años 1996-1998 b) Grafico hecho con los datos de 20 años (1996-2015)

La existencia de una dispersión muy significativa de los datos indica que existen otros factores que condicionan la relación entre piezometría y velocidad, como la actuación de una fuerza de resistencia viscosa (Corominas et al., 2005) y el efecto de estabilizador del pie del deslizamiento (Ferrari et al., 2011). Por otra parte, analizando también se ha sugerido que hay histéresis de la velocidad frente al cambio del nivel freático (Moya et al., 2017). Todo lo anterior justifica la necesidad de analizar en detalle cómo responde el deslizamiento durante los episodios de ascenso y descenso del nivel freático. Consecuentemente se han seleccionado todos los periodos de ascenso y descenso del nivel freático en los que la magnitud del ascenso era grande. Se seleccionaron inicialmente once episodios (indicados con un rectángulo negro en la Figura 37), aunque tres de ellos no tenían un registro completo si no que mostraban algunas lagunas.

Los episodios finalmente analizados son:

- enero 1997-junio 1997
- agosto 1997- noviembre 1997
- marzo 2000- septiembre 2000
- abril 2002- octubre 2002
- marzo 2004- agosto 2004
- julio 2009-agosto 2009
- mediados de marzo 2011- finales de mayo 2011
- octubre 2014- mayo 2015

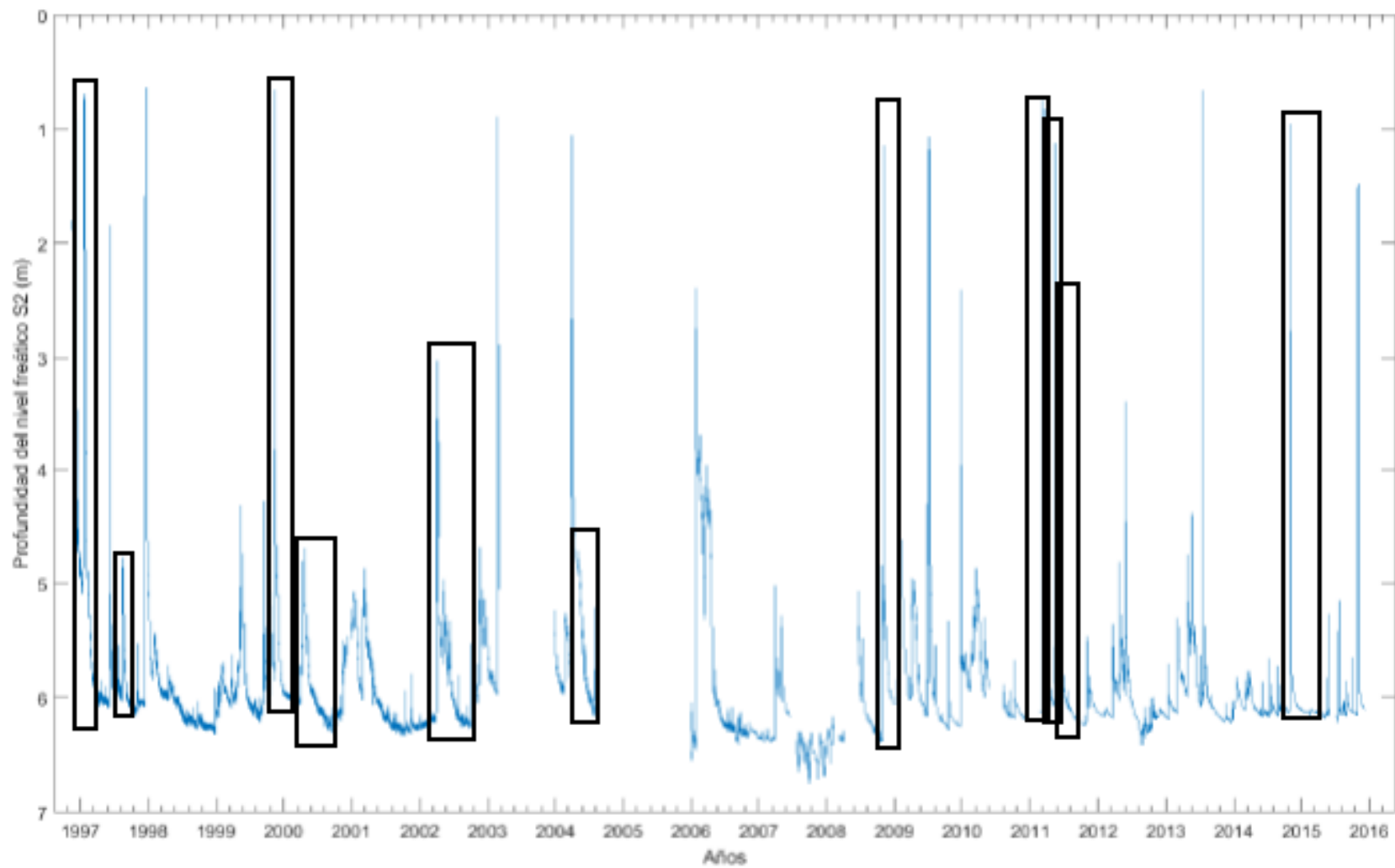


Figura 37: Selección de los episodios de precipitaciones con los ascensos de mayor magnitud

4.2.3.1 Episodio enero 1997-junio 1997

En la Figura 38 se aprecia una visión global, el descenso (línea naranja) del nivel freático se produce a una velocidad media diaria similar que en el ascenso (línea azul). Si hacemos un análisis más detallado, se observa un máximo de velocidad de 14 mm/día cuando el nivel freático medio se encuentra a 0.7m.

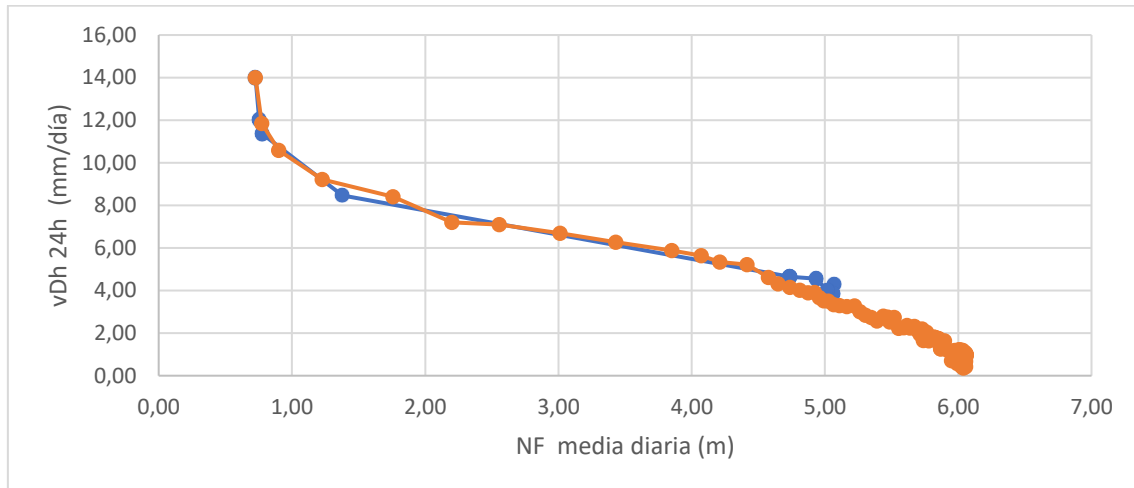


Figura 38: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Enero 1997-Junio 1997)

La Figura 39 muestra una velocidad media diaria elevada alcanzando 14mm/día en un plazo de 7 días. Trascurrida una semana la velocidad disminuye progresivamente con el tiempo hasta mantenerse casi constante a 0.5 mm/día.

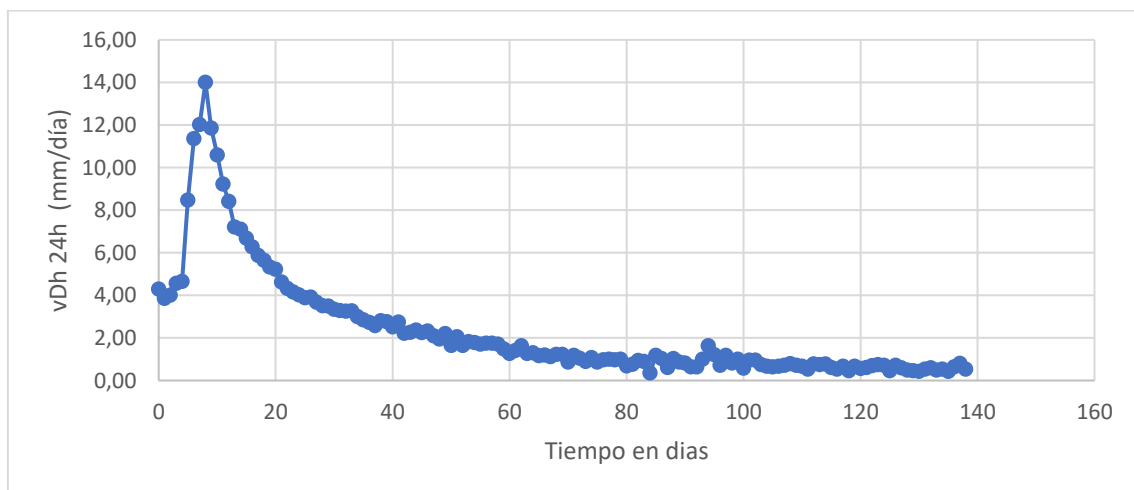


Figura 39: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Enero 1997-Junio 1997)

La Figura 40 muestra una fluctuación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 138 días, produciéndose un ascenso en los primeros 7 días con una profundidad mínima de 0.71m, durante el resto de días se produce un aumento de dicha profundidad y pasados 50 días el nivel freático se mantiene hasta el final del episodio.

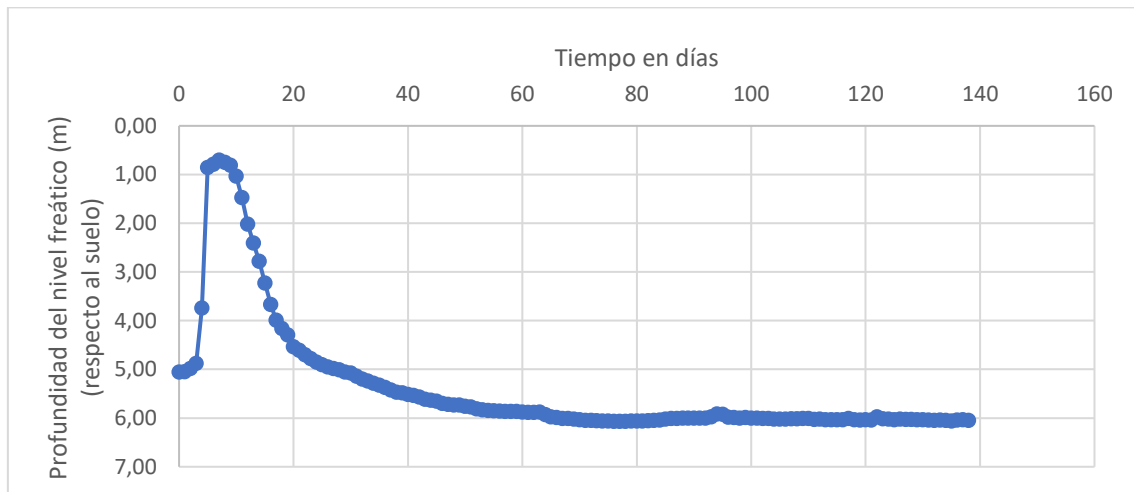


Figura 40: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Enero 1997-Junio 1997)

4.2.3.2 Episodio agosto 1997- noviembre 1997

En la siguiente Figura 41 se observa que la velocidad media durante el ascenso (línea azul) es menor que en el descenso, ambas con pendiente similar. La profundidad del nivel freático durante el episodio varía entre los 6.30 y 4.92m alcanzando en ese valor 2.48 mm/día.

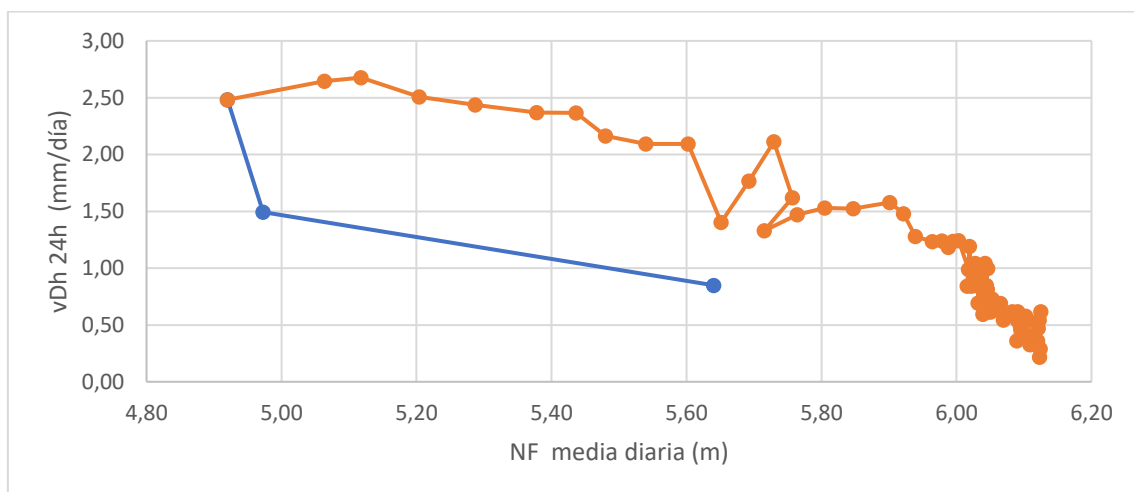


Figura 41: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Agosto 1997- Noviembre 1997)

La Figura 42 muestra una velocidad media diaria baja con un máximo de 2.7mm/día en los primeros 5 días. Trascurrido este tiempo la velocidad disminuye progresivamente con el tiempo hasta mantenerse casi constante.

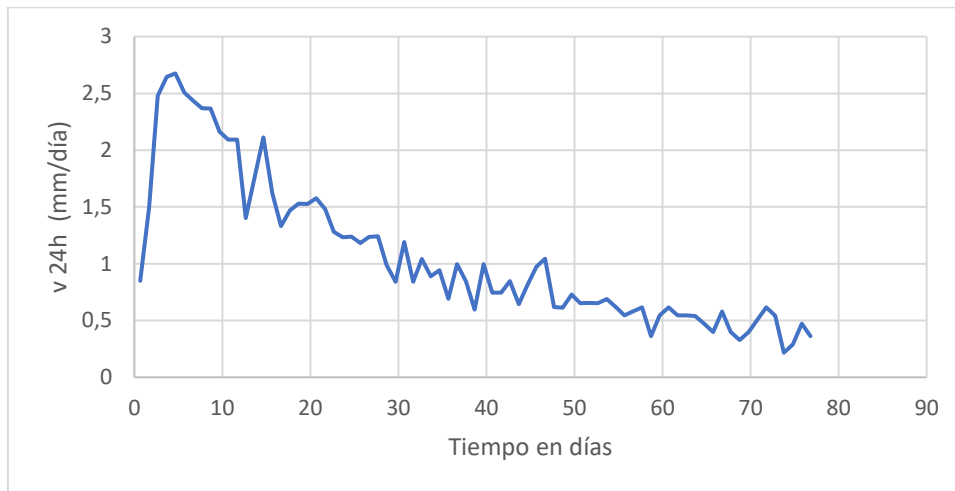


Figura 42: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Agosto 1997- Noviembre 1997)

La Figura 43 muestra la oscilación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 77 días, produciéndose un ascenso en los primeros 2 días con una profundidad de 4.79m, se produce un aumento de dicha profundidad a lo largo del episodio restante.

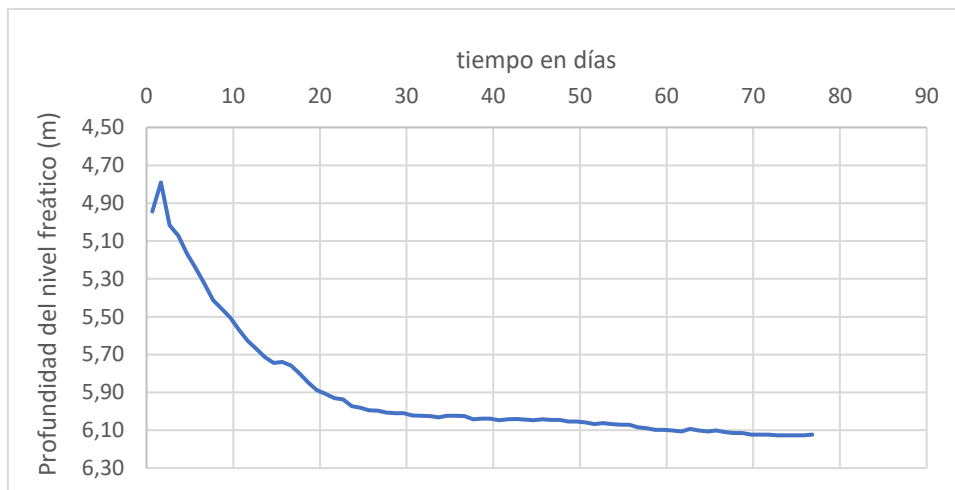


Figura 43: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Agosto 1997- Noviembre 1997)

4.2.3.3 Episodio marzo 2000- septiembre 2000

En la siguiente Figura 44 se observa que la velocidad media durante el ascenso (línea azul) es mayor que en el descenso, ambas con pendiente similar. La profundidad del nivel freático durante el episodio varía entre los 6.30 y 4.76m alcanzando en ese valor 2.5 mm/día.

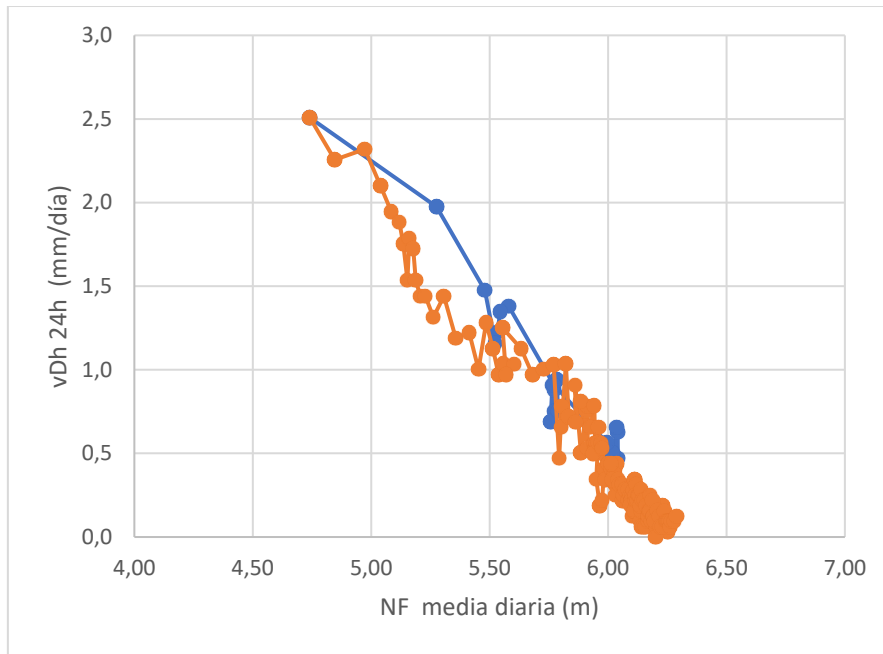


Figura 44: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Marzo 2000- Septiembre 2000)

La Figura 45 muestra una velocidad media diaria baja con un máximo de 2.5mm/día en los primeros 24 días. Transcurrido este tiempo la velocidad disminuye progresivamente con el tiempo hasta mantenerse casi constante.

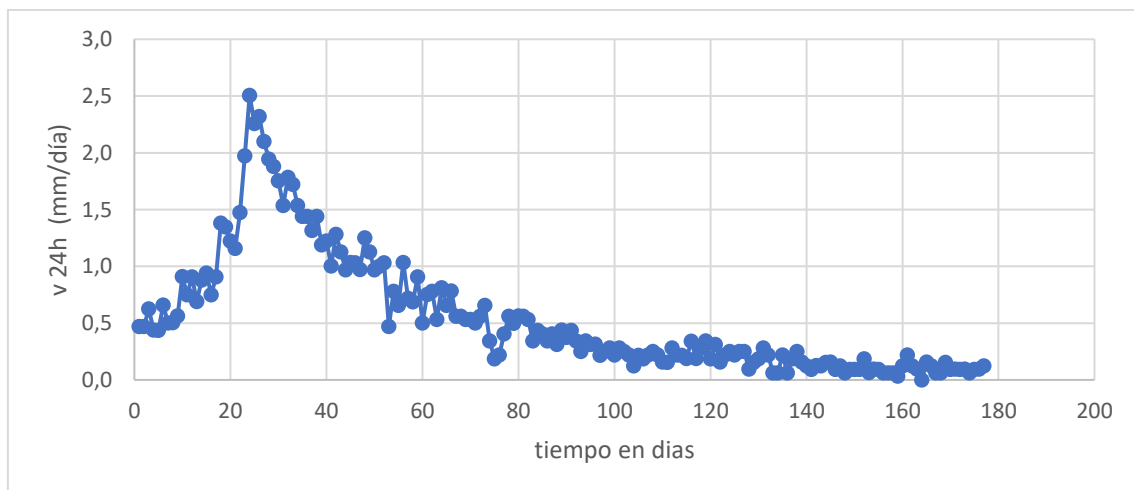


Figura 45: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Marzo 2000-Septiembre 2000)

La Figura 46 muestra la oscilación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 177 días, produciéndose un ascenso en los primeros 24 días con una profundidad mínima de 4.76m, se produce un aumento de dicha profundidad a lo largo del episodio restante.

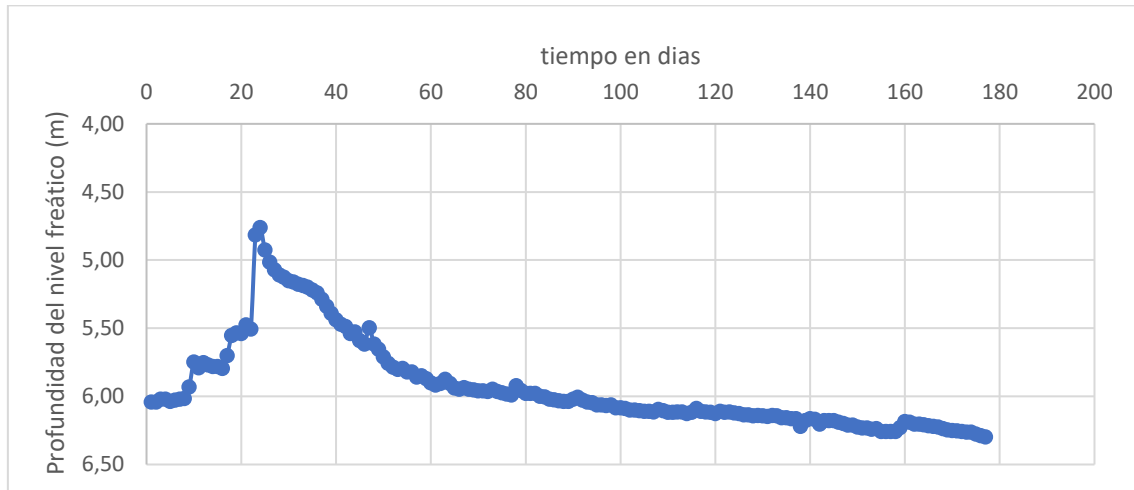


Figura 46: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Marzo 2000 - Septiembre 2000)

4.2.3.4 Episodio abril 2002- octubre 2002

En la Figura 47 se puede observar distintos casos. En primer lugar, se muestra una velocidad de ascenso mayor que en descenso a grandes rasgos hasta alcanzar una profundidad del nivel freático de 5m. A partir de esa posición se observa el caso contrario, donde la velocidad de descenso sería superior a la de ascenso.

Para una mayor comprensión del resultado obtenido en la Figura 47 se ha separado el episodio en 3 etapas, en concreto se analizará con más precisión la segunda de ellas, como se puede ver en la Figura 48. Esta segunda etapa trasciende en 23 días.

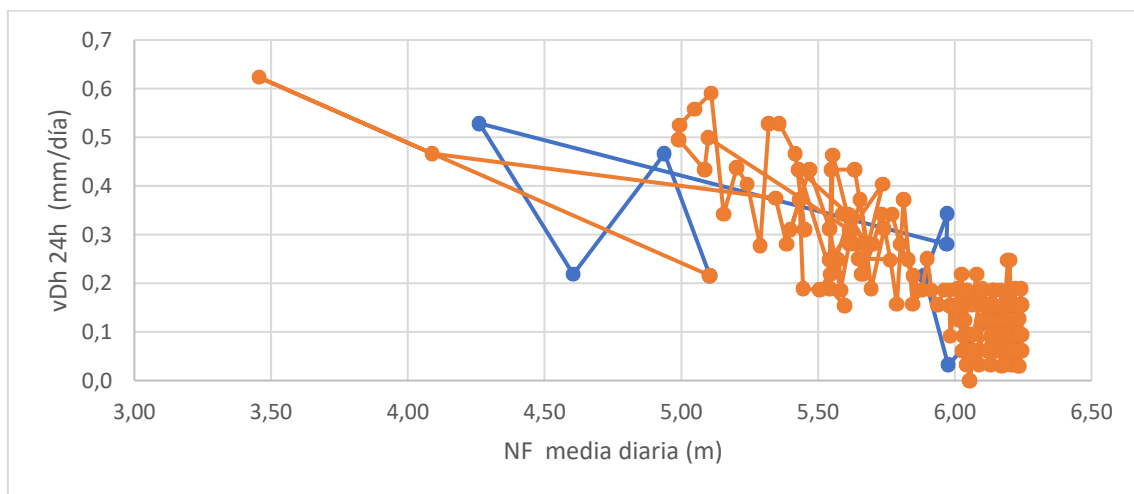


Figura 47: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Abril 2002-Octubre 2002)

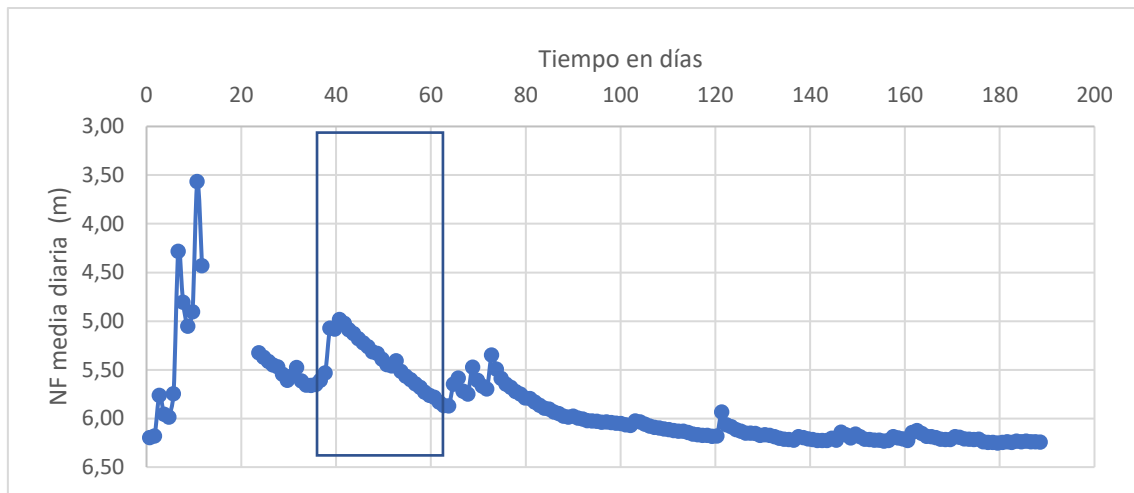


Figura 48: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Abril 2002 - Octubre 2002)

La Figura 49 representa la segunda etapa del episodio, según se indica en la Figura 48. En una visión general, la velocidad media en el ascenso (línea azul) es menor que en el descenso. De forma más concreta se puede observar que a una profundidad de 5,6m sucede el caso contrario de manera momentánea.

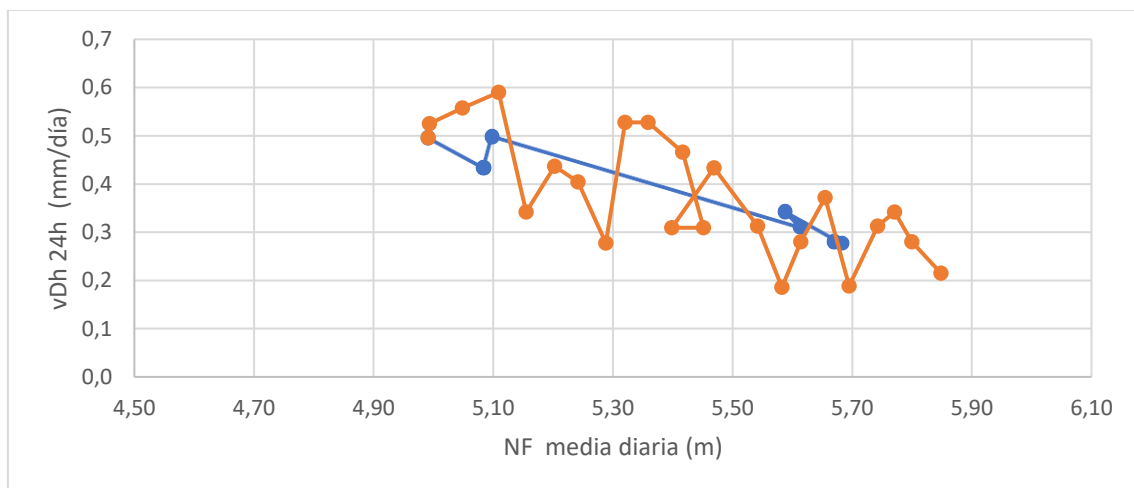


Figura 49: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Abril 2002-Mayo 2002)

La Figura 50 muestra un episodio de poca duración, 30 días. De carácter general la velocidad media es baja con un máximo de 0.6mm/día. La velocidad oscila normalmente entre los valores 0.45 y 0.2 mm/día.

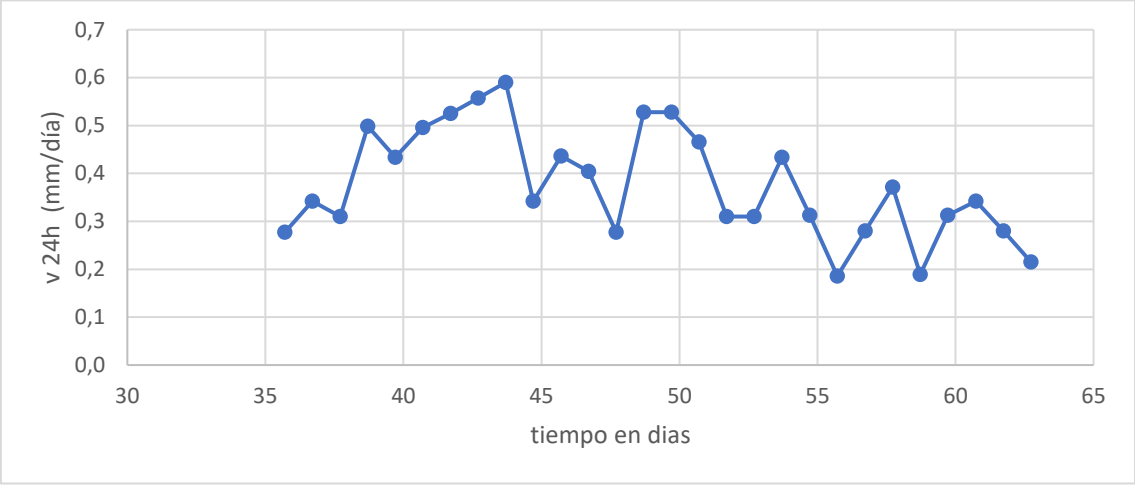


Figura 50: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Mayo 2002 - Octubre 2002)

La Figura 51 muestra una fluctuación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 63 días, produciéndose un pico a los 40 días con un nivel freático de 5 m.

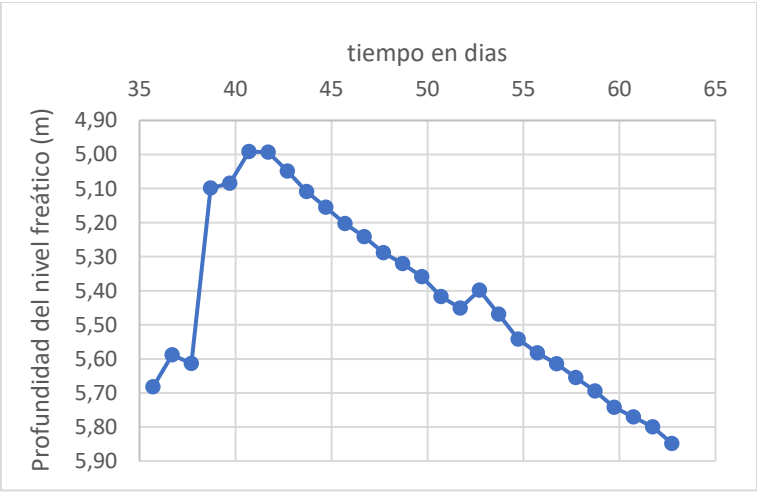


Figura 51: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Abril 2002 - Mayo 2002)

4.2.3.5 Episodio marzo 2004- agosto 2004

En la Figura 52 se muestra como la velocidad media en el ascenso (línea azul) es mayor que en el descenso hasta alcanzar un valor de 3.2m del nivel freático medio y una velocidad media diaria de 2.05 mm/día. A partir de ese punto se produce el efecto contrario, pero, en ambos casos las velocidades son muy similares exceptuando el tramo entre los 3.2 y 4.5m de profundidad del nivel freático medio diario.

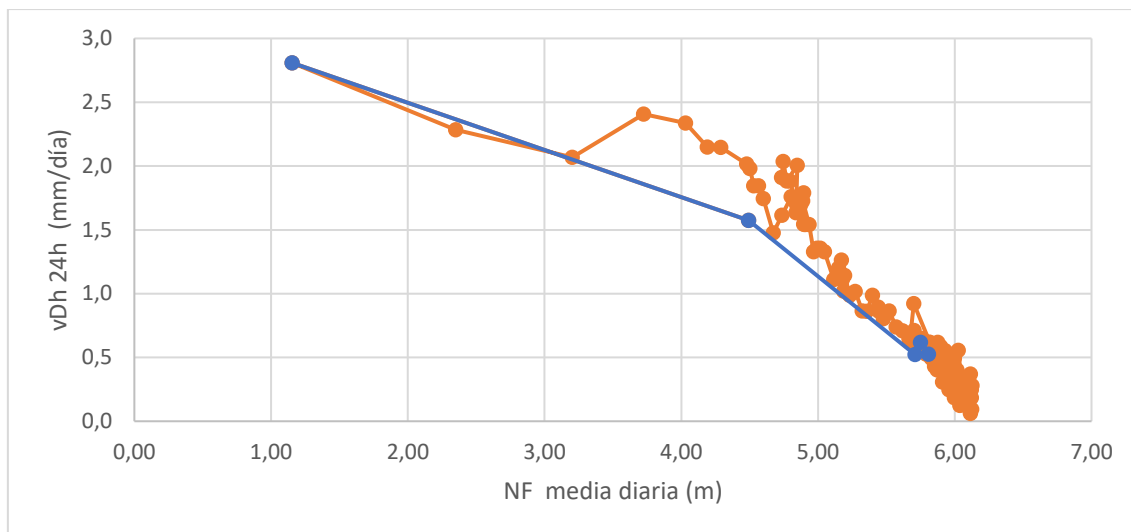


Figura 52: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Marzo 2004-Agosto 2004)

La Figura 53 muestra un episodio de larga duración, 128 días. De carácter general la velocidad media es baja con un máximo de 2.7mm/día. En el dieciseisavo día se observa como la velocidad no varía casi hasta el día 34, esto es debido a una falta de datos. A partir de ese punto se produce una disminución progresiva de la velocidad a lo largo de los días hasta alcanzar una velocidad media diaria constante.

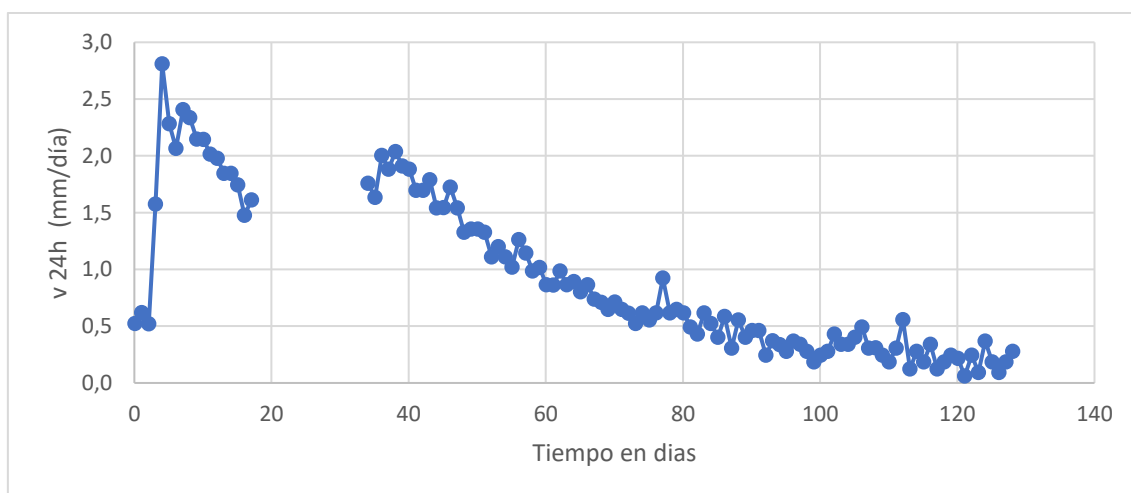


Figura 53: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Marzo 2004 - Agosto 2004)

La Figura 54 muestra la variación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 128 días, produciéndose 1 pico el cuarto día con un nivel freático mínimo de 1.4 m.

Como se ha comentado anteriormente hay una laguna de datos durante casi 3 semanas, pero observando la figura se puede ver como la profundidad durante esas fechas e incluso durante unas semanas más tarde se mantiene casi constante, y después continúa aumentando hasta los 90 días donde alcanza una posición de nuevo constante en el tiempo.

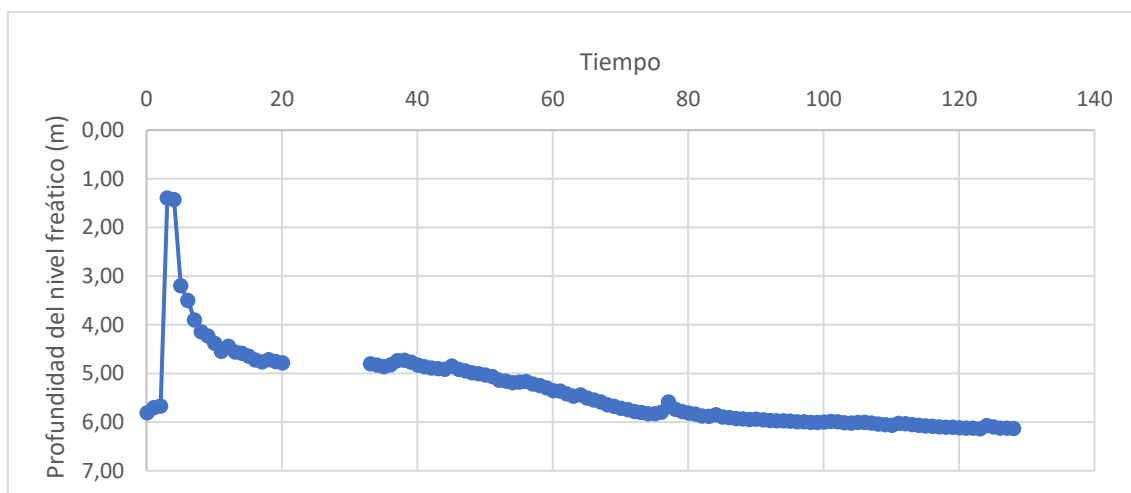


Figura 54: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Marzo 2004 - Agosto 2004)

4.2.3.6 Episodio julio 2009-agosto 2009

En la Figura 55 se aprecia una visión global, el descenso (línea naranja) del nivel freático se produce a una velocidad media diaria inferior que el ascenso (línea azul).

Si hacemos un análisis más detallado, vemos que el descenso tiene una velocidad casi constante durante todo el episodio variando entre los 2.9 mm/día y los 2 mm/día.

La velocidad diaria aumenta significativamente a lo largo del ascenso, cuando el nivel freático se encuentra a máxima profundidad la velocidad de desplazamiento diaria media es pequeña del orden de 0.8 mm/día mientras que cuando el nivel freático se encuentra más próximo a la superficie alcanza una velocidad de 2.9 mm/día.

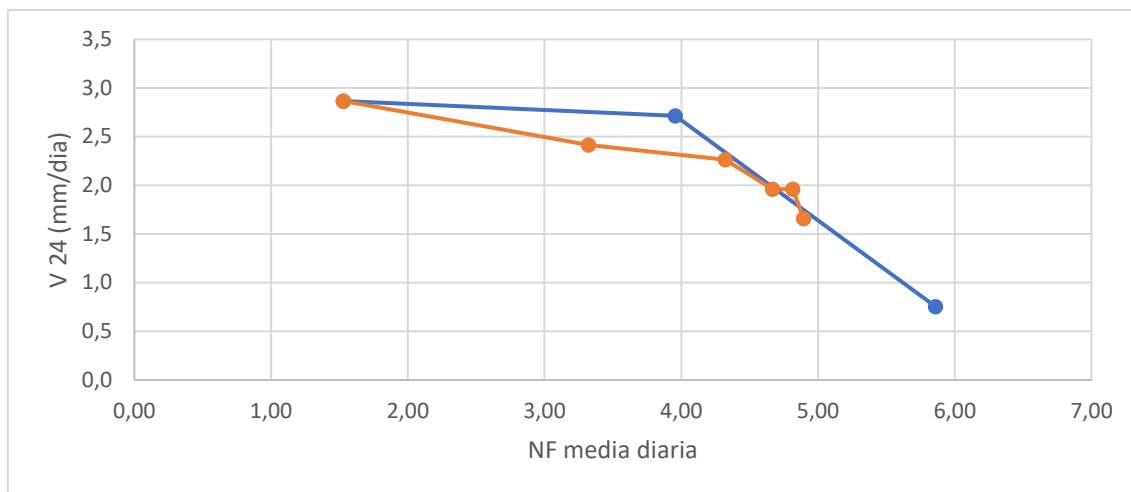


Figura 55: Velocidad media cada 6h (mm/día) vs NF media diaria (m) (Julio 2009-Agosto 2009)

La Figura 56 muestra un episodio de muy corta duración, una semana. De carácter general la velocidad media es baja con un máximo de 2.9mm/día. A partir de ese punto se produce una disminución de la velocidad que se mantiene constante a lo largo del resto del episodio.

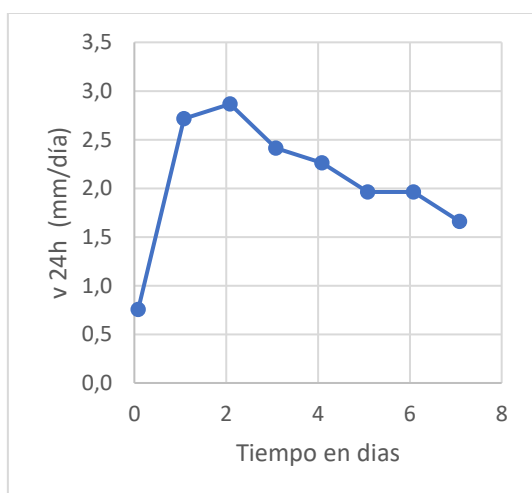


Figura 56: Velocidad media cada 24h (mm/día) vs tiempo (días) (Julio 2009 - Agosto 2009)

La Figura 57 muestra la oscilación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 7 días, produciéndose el mínimo de profundidad del nivel freático el primer día, 1.08 m. A partir de ese punto la velocidad va aumentando hasta alcanzar una posición constante en el tiempo.

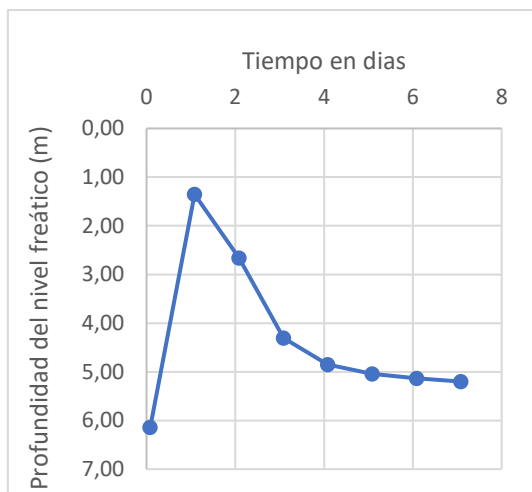


Figura 57: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Julio 2009 - Agosto 2009)

4.2.3.7 Episodio mediados de marzo 2011- finales de mayo 2011

En la Figura 58 se aprecia una visión global del episodio, el descenso (línea naranja) del nivel freático se produce a una velocidad media diaria superior que el ascenso (línea azul).

Si hacemos un análisis más detallado, vemos que tanto el descenso como el ascenso es progresivo durante todo el episodio.

La profundidad del nivel freático oscila entre los 5.7 y 1.9 m respecto la superficie, y las velocidades varían entre 1.7 y 3.3 mm/día en el momento de descenso y entre 0.9 y 3.3 mm/día.

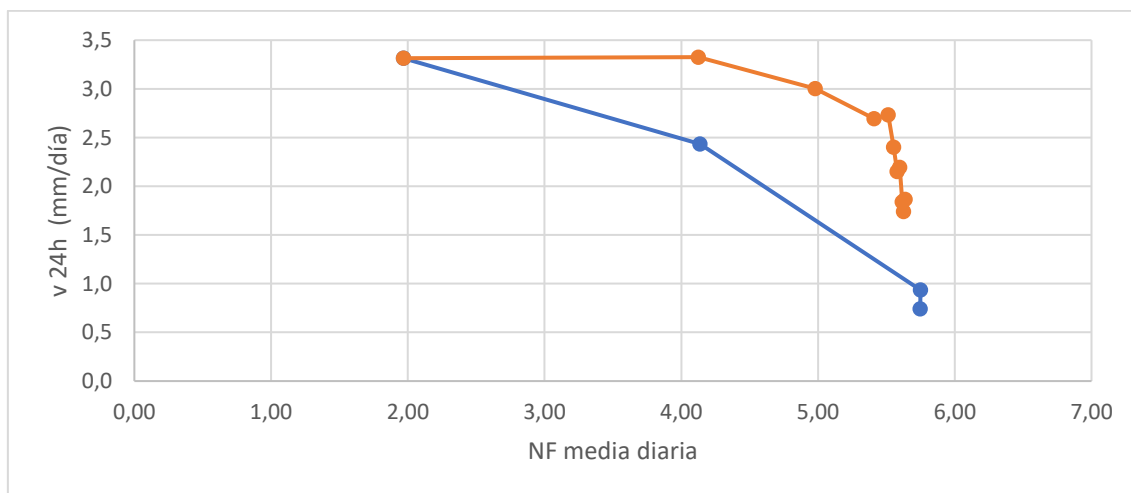


Figura 58: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (mediados de Marzo 2011- finales de Marzo 2011)

La Figura 59 muestra un episodio de corta duración, 13 días. Se produce un máximo de 3.3mm/día el cuarto día y a partir de ese momento se produce una disminución progresiva de la velocidad a lo largo de los días hasta el final del episodio.

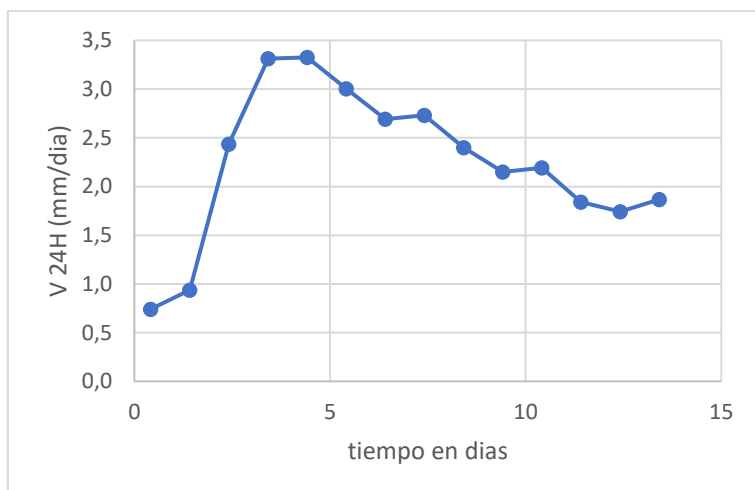


Figura 59: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (mediados de Marzo 2011- finales de Marzo 2011)

En la siguiente Figura 60 se puede observar un comportamiento similar al de la figura anterior, produciéndose un mínimo de la profundidad del nivel freático el segundo día alcanzando un valor de 0.95m y a continuación un aumento de dicha profundidad con el tiempo.

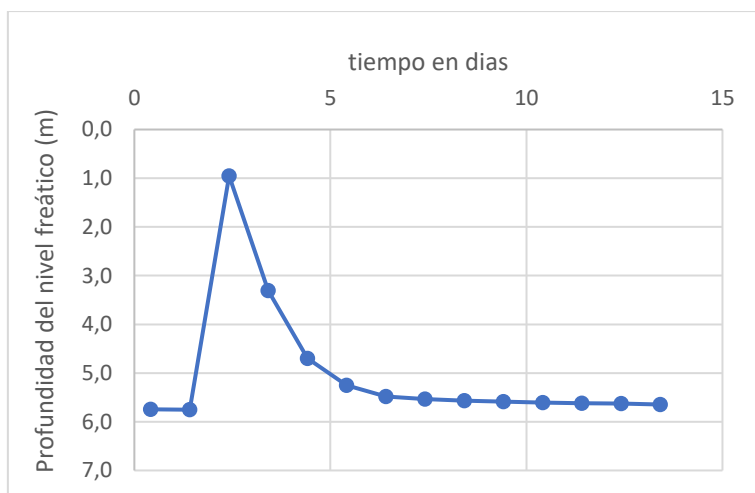


Figura 60: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (mediados de Marzo 2011- finales de Marzo 2011)

4.2.3.8 Episodio octubre 2014- mayo 2015

En la Figura 61 se aprecia una visión global, el descenso (línea naranja) del nivel freático se produce a una velocidad media diaria superior que el ascenso (línea azul).

Si hacemos un análisis más detallado, vemos que tanto el descenso como el ascenso es progresivo durante todo el episodio, pero, se observa que a niveles freáticos próximos a la superficie hasta 2.89m tanto el ascenso como el descenso tienen la misma velocidad diaria y a partir de ese valor el descenso adquiere mayor velocidad.

La profundidad del nivel freático oscila entre los 5.8 y 1.1 m respecto la superficie, y las velocidades varían entre 0.4 y 3.7 mm/día en el momento de descenso y entre 0.6 y 3.7 mm/día.

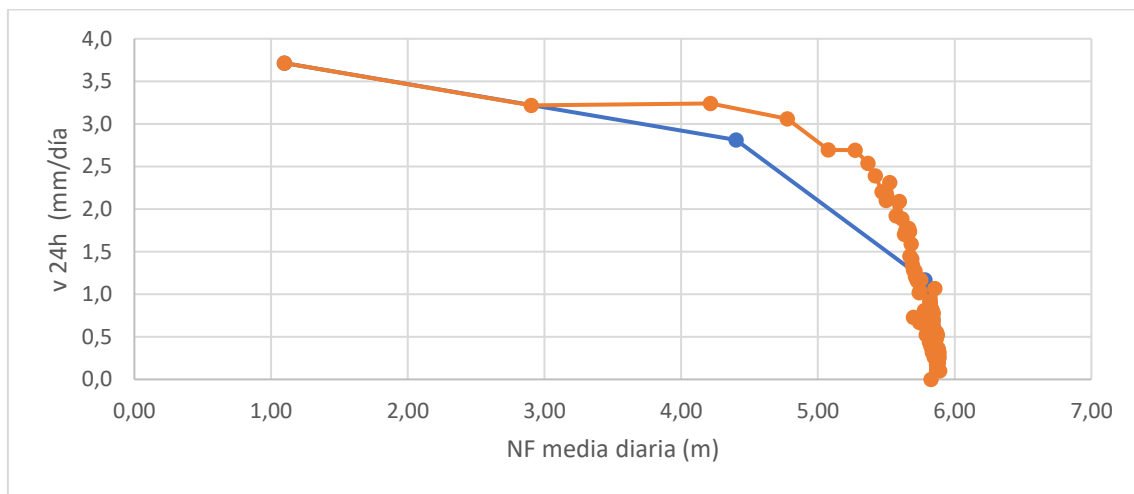


Figura 61: Velocidad media diaria (mm/día) vs NF media diaria (m) (Octubre 2014-Mayo 2015)

La Figura 62 muestra un episodio de larga duración, 213 días. Se produce un máximo de 3.58mm/día el tercer día.

Entre los días 34 y 65 se observa una falta de datos, entre esos dos valores se puede ver una disminución de la velocidad que a partir del día 65 se mantiene casi constante.

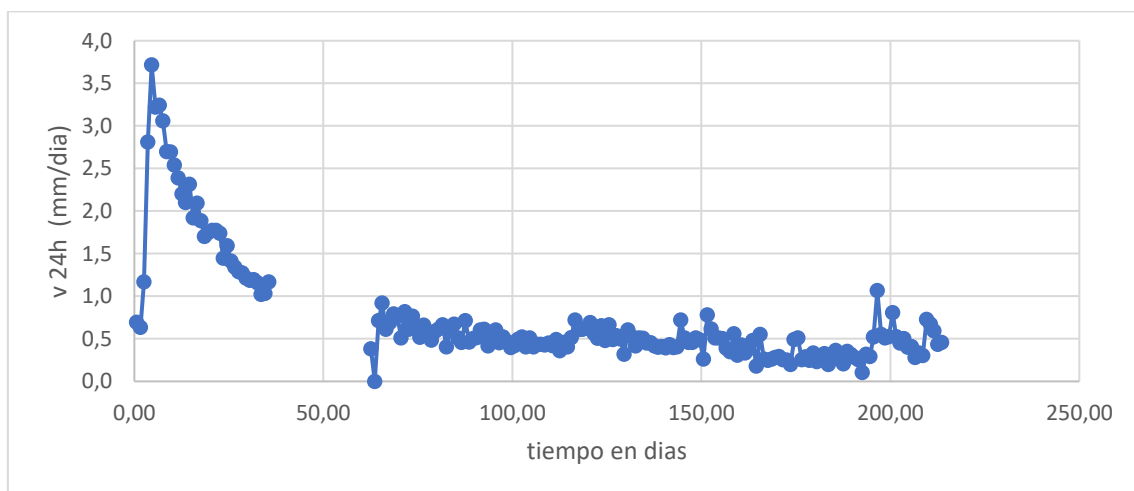


Figura 62: Velocidad media diaria (mm/día) vs tiempo (días) (Octubre 2014-Mayo 2015)

La Figura 63 muestra la variación de la profundidad del nivel freático a lo largo de 213 días, produciéndose 1 pico el tercer día con un nivel freático mínimo de 0.72m. Como se ha comentado anteriormente hay una laguna de datos durante de 1 mes, pero observando la Figura se puede ver como la profundidad durante esas fechas y hasta finalizar el episodio se mantiene constante en el tiempo.



Figura 63: Profundidad del nivel freático (m) vs tiempo (días) (Octubre 2014-Mayo 2015)

4.2.4 Determinación del ángulo de resistencia residual mediante análisis pseudoestático

El análisis de sensibilidad en las limolitas fisuradas sobre el ángulo phi se efectuó para un rango de valores entre los 8 y los 10 grados.

En la Figura 64 se observa el análisis de sensibilidad, en el cual vemos que el valor calculado para phi igual a un factor de seguridad de 1 varia de valor cada 0.2 grados hasta alcanzar dicho factor de seguridad.

Se puede concluir que el valor de phi hallado es de 9.66 grados con un factor de seguridad de 1.001.

Inicia Sensibilidad				
Ejec...	Descripción	Offset	Valor	F de S
80	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,6	9,6 °	0,994
81	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,62	9,62 °	0,997
82	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,64	9,64 °	0,999
83	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,66	9,66 °	1,001
84	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,68	9,68 °	1,003
85	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,7	9,7 °	1,005
86	Material "Limolitas fisuradas" Phi	+1,72	9,72 °	1,007

Figura 64: Análisis de sensibilidad realizado con GeoStudio

Los parámetros de la masa de deslizamiento se muestran en la tabla 7 para un ϕ de las limolitas fisuradas de 9.66 utilizando el método de Morgenstern-Price.

Tabla 7: Parámetros de la masa de deslizamiento con un factor de seguridad de 1

Método	Morgenstern-Price
Factor de Seguridad	1,001
Volumen Total	3.549,7 m ³
Peso Total	71.493 kN
Momento de Resistencia Total	3,5424e+005 kN-m
Momento de Activación Total	3,5394e+005 kN-m
Fuerza de Resistencia Total	8.443,3 kN
Fuerza Total de Activación	8.437,3 kN

A continuación, se muestran los resultados obtenidos por el programa GeoStudio en el perfil geológico de Vallcebre, (Figura 65), donde se puede apreciar la superficie de rotura y el nivel piezométrico de la masa deslizante.

El nuevo perfil permite obtener un valor de fricción residual mucho más realista.

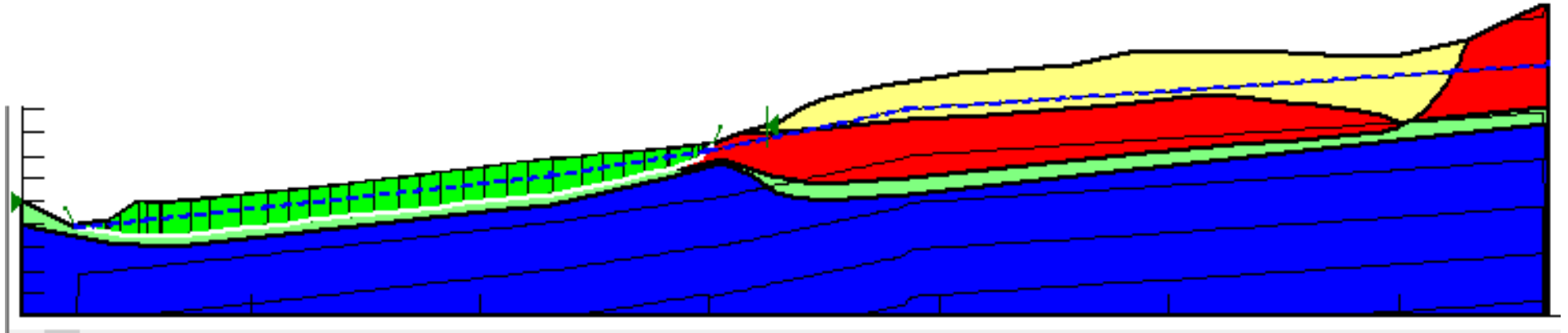


Figura 65: Resolución del nuevo modelo del perfil geológico de Vallcebre.

4.2.5 Análisis dinámico

Se ha hecho un análisis para todo el periodo, otro para el ascenso y otro para el descenso.

El análisis solo contempla los datos de un sondeo, en concreto del S2, que se considera representativo de la unidad inferior.

Episodio enero 1997-junio 1997

Para un valor de viscosidad η de $3,5876 \times 10^7$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $11,5729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste óptimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre tanto de desplazamiento como de velocidad.

La Figura 66 y 69 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento.

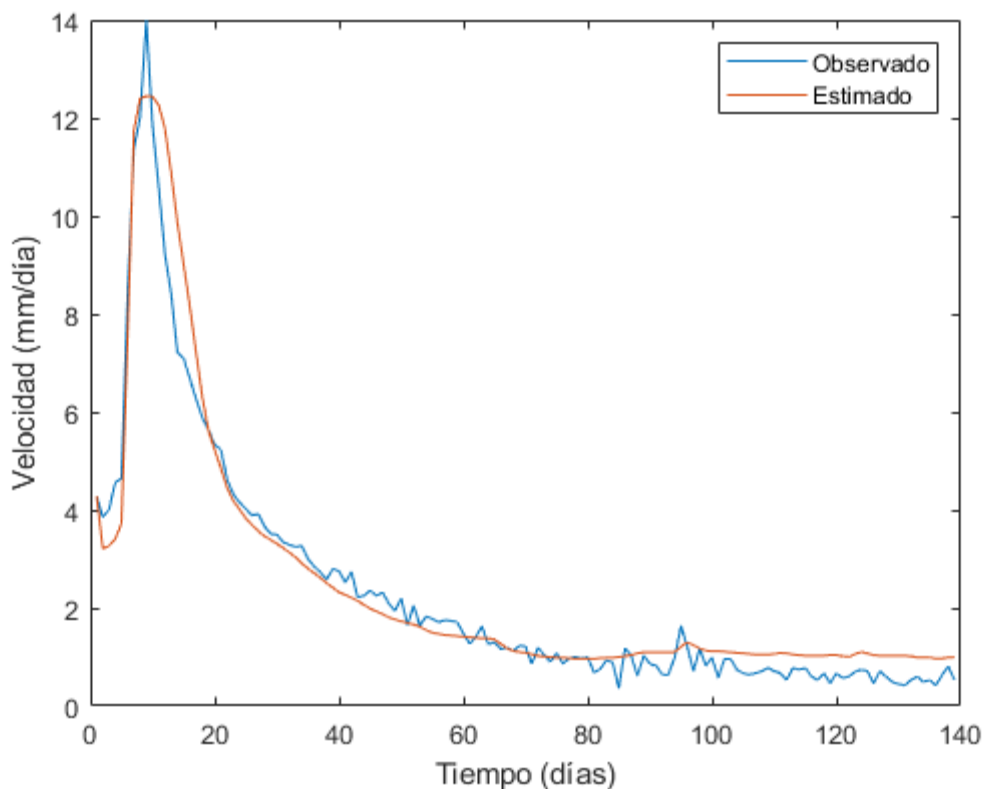


Figura 66: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $3,5876 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)

Si analizamos por separado el ascenso y descenso del episodio podemos ver como el valor de la viscosidad varia en ambos casos.

La Figura 67 muestra el ascenso de la velocidad y la figura 69 el ascenso de los desplazamientos con un valor de viscosidad en ambos casos de η de $4,1146 \times 10^7$ kPa*s

y un coeficiente de viscosidad η/z de $13,2729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

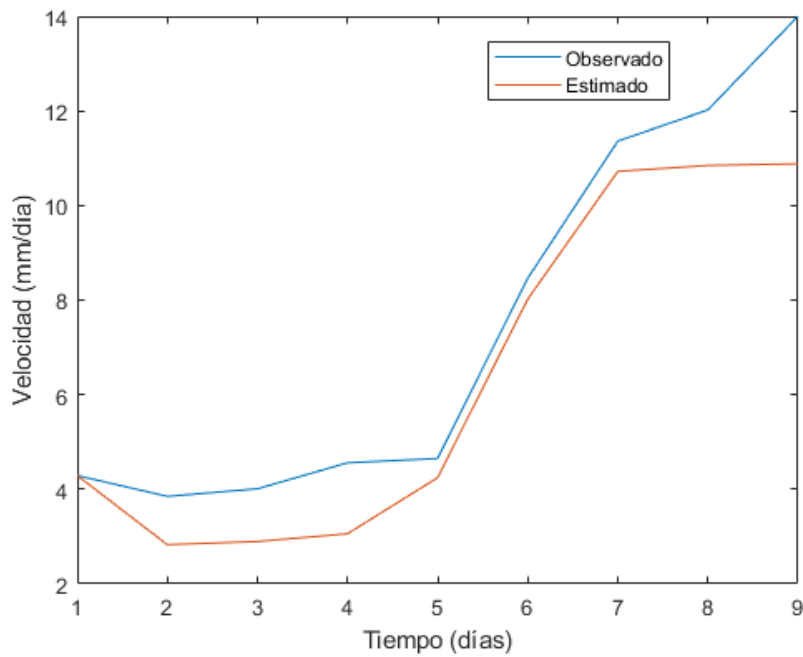


Figura 67: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $4,11466 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)

La Figura 68 muestra el descenso de la velocidad y la figura 71 el descenso de los desplazamientos con valores de viscosidad η de $3,4016 \times 10^7$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $10,9729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

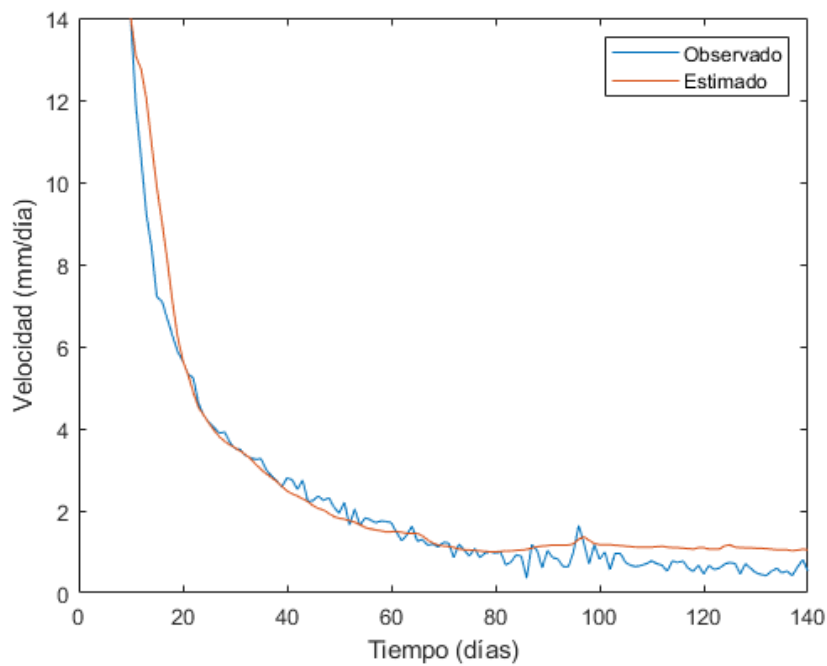


Figura 68: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,4016 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)

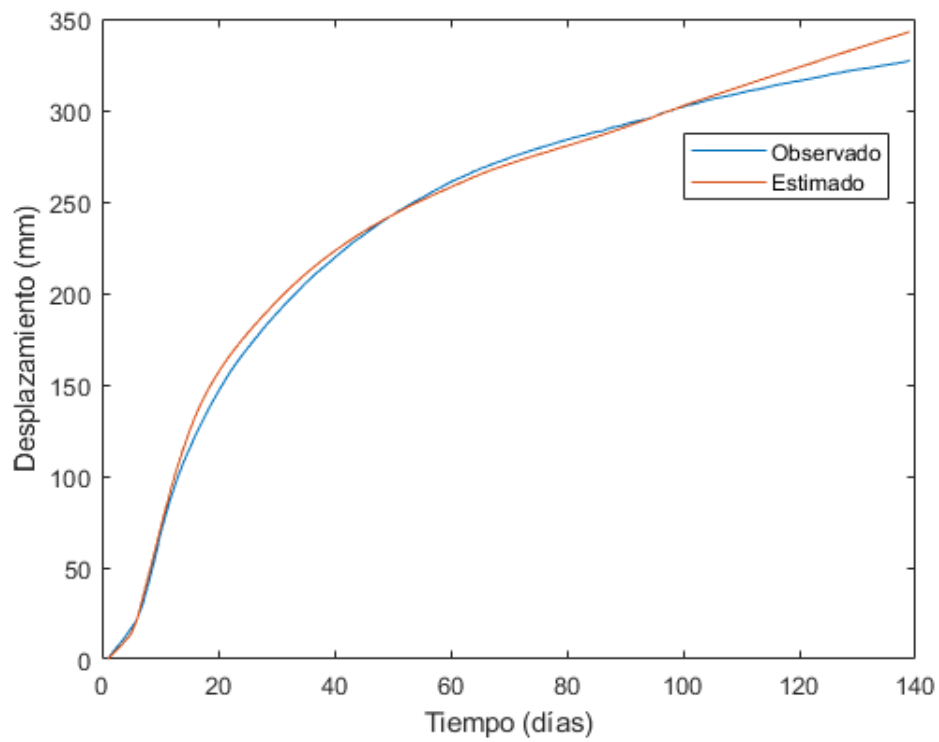


Figura 69: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplástico para η de $3,5876 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)

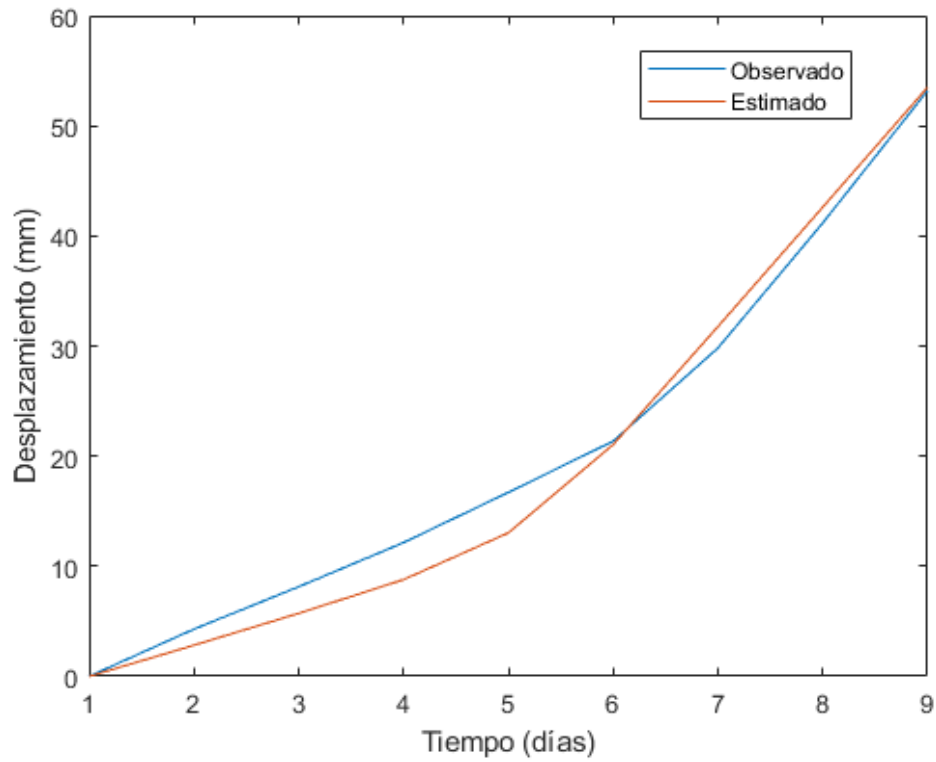


Figura 70: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplástico para η de $4,1146 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)

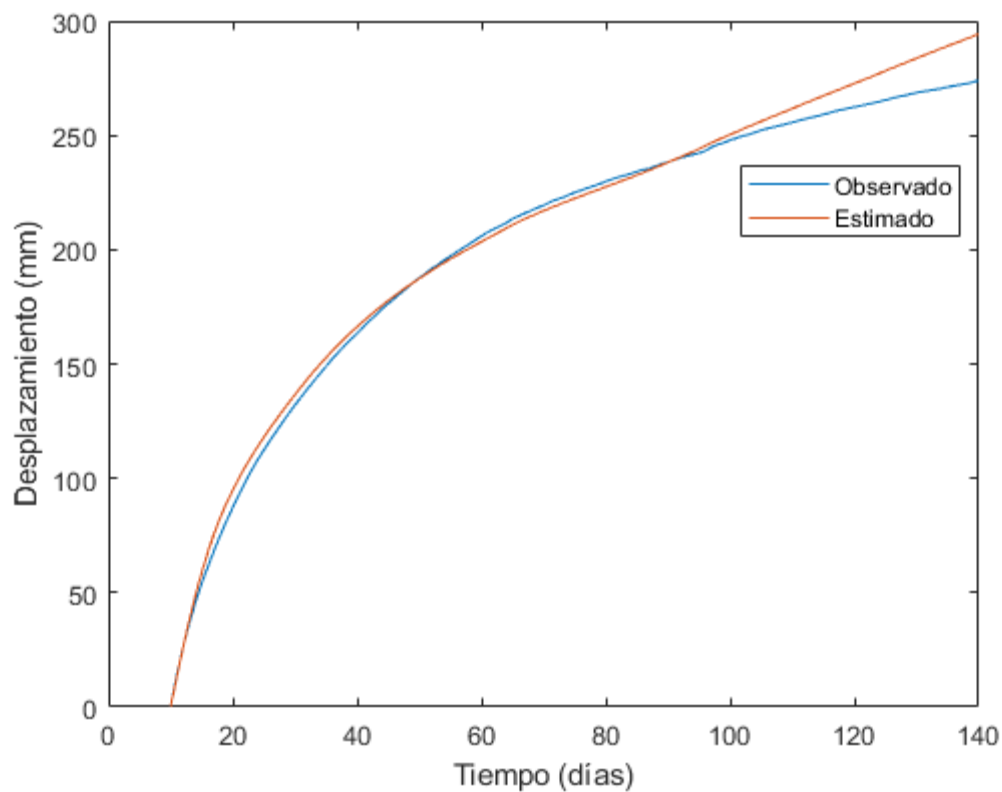


Figura 71: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,4016 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio enero 1997-junio 1997)

Episodio agosto 1997- noviembre 1997

Para un valor de viscosidad η de $4,1456 \times 10^7$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $14,2438 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste optimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre.

La Figura 72 y 75 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento del episodio entero.

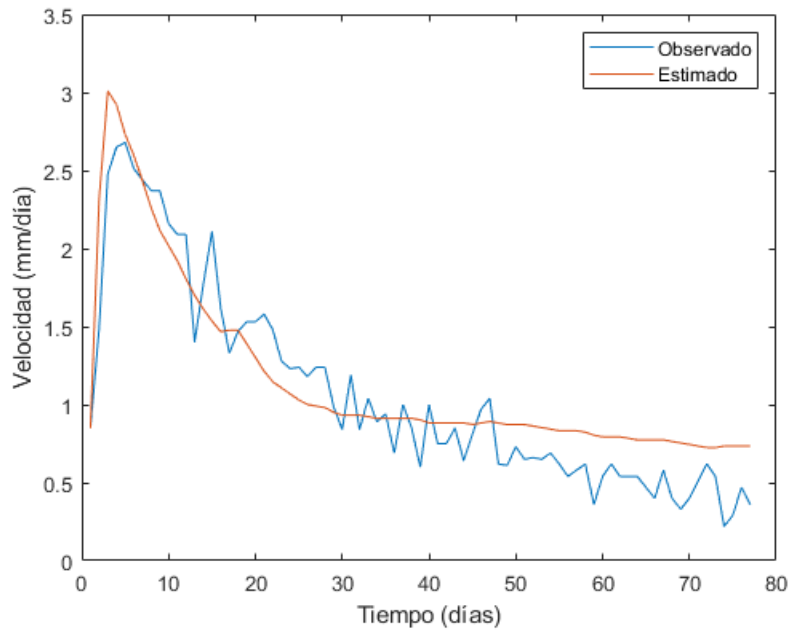


Figura 72: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $4,1456 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)

Con un análisis más detallado diferenciando la etapa de ascenso (Figura 73 y 76) y descenso (Figura 74 y 77) tanto en la velocidad como en los desplazamientos vemos que el valor de la viscosidad varia en ambos casos siendo para el ascenso η de $1,54106 \times 10^8$ kPa*s y $4,0526 \times 10^7$ kPa*s para el descenso. Respectivamente se obtiene $49,7096 \times 10^7$ kPa*s/m y $13,0729 \times 10^7$ kPa*s/m como coeficiente de viscosidad.

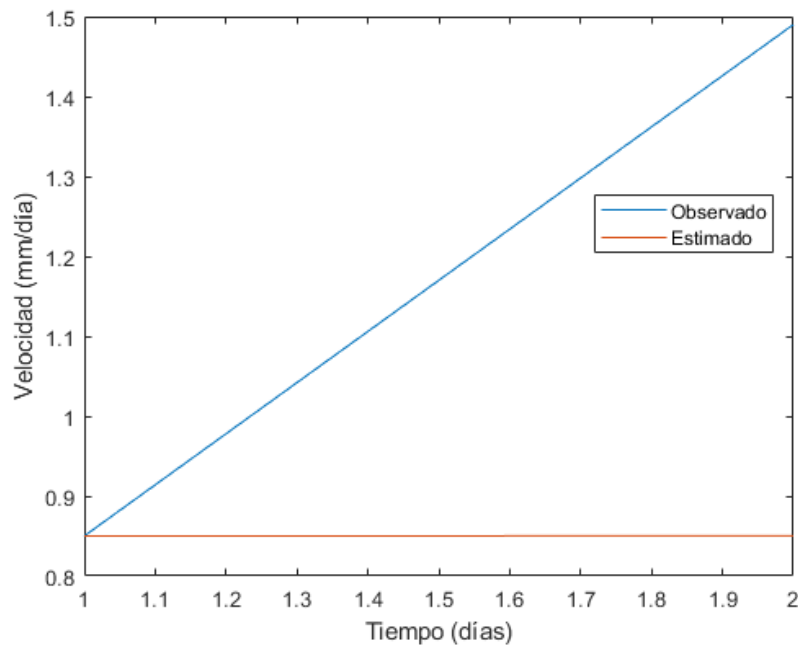


Figura 73: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,5410 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)

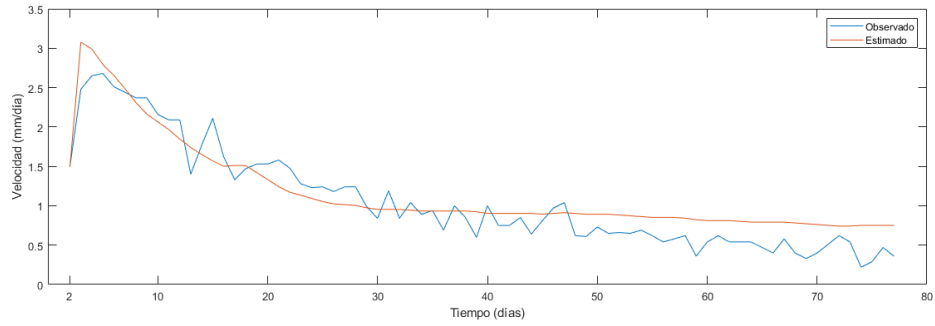


Figura 74: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $4,0526 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)

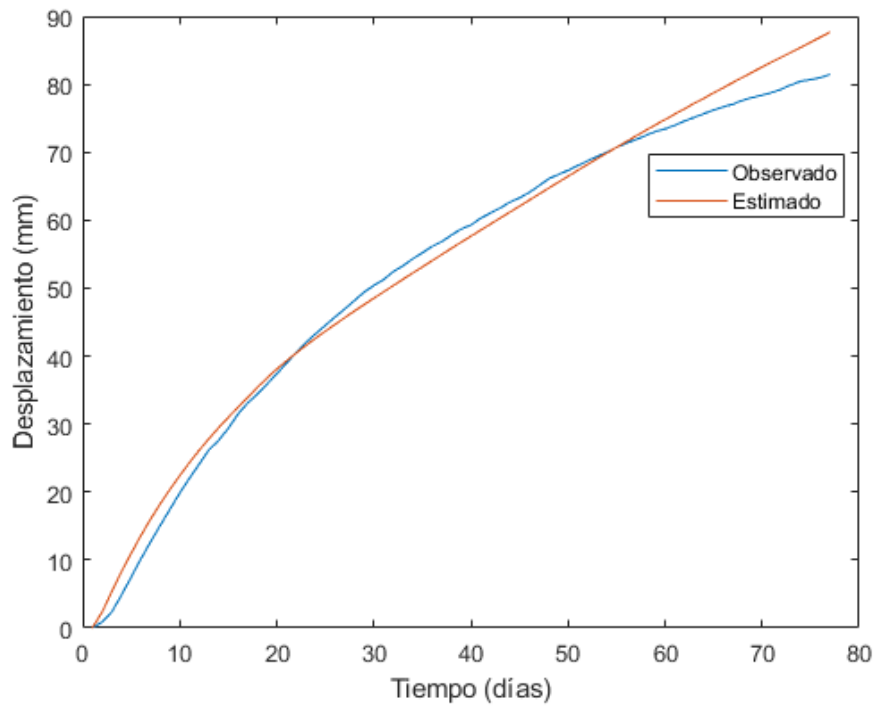


Figura 75: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $4,1456 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)

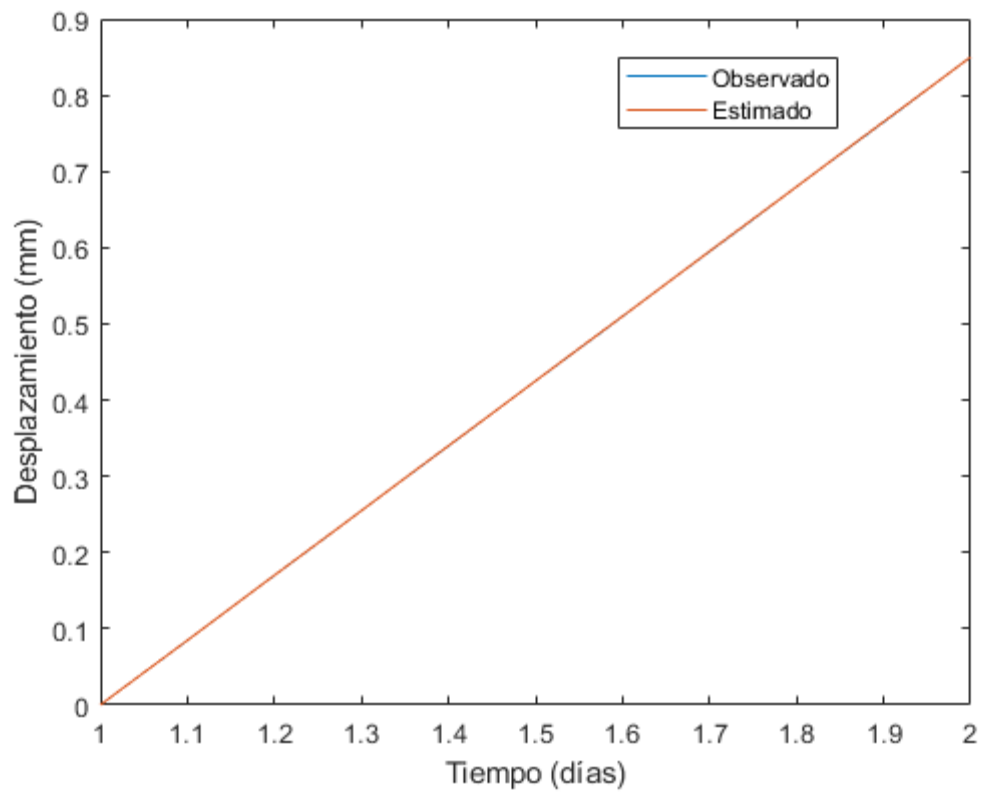


Figura 76: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,5410 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)

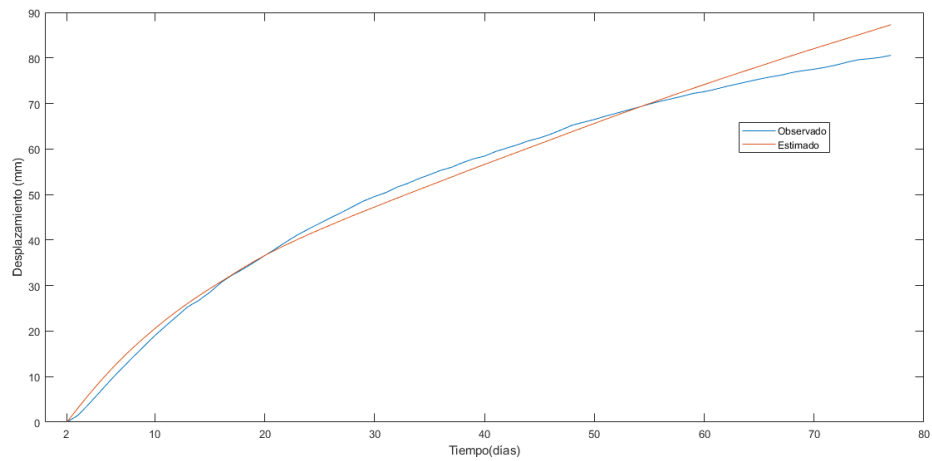


Figura 77: Comparación de los desplazamientos observados y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $4,05266 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio agosto 1997- noviembre 1997)

Episodio marzo 2000- septiembre 2000

Para un valor de viscosidad η de $7,4006 \times 10^7$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $23,8729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste óptimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre tanto de desplazamiento como de velocidad.

La Figura 78 y 81 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento.

Si analizamos por separado el ascenso y descenso del episodio podemos ver como el valor de la viscosidad varia en ambos casos.

La Figura 79 muestra el ascenso de la velocidad y la Figura 82 el descenso de los desplazamientos con un valor de viscosidad en ambos casos de η de $7,0286 \times 10^7$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $22,6729 \times 10^7$ kPa*s /m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

La Figura 80 muestra el descenso de la velocidad y la Figura 83 el descenso de los desplazamientos con valores de viscosidad η de $3,5256 \times 10^7$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $24,4729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

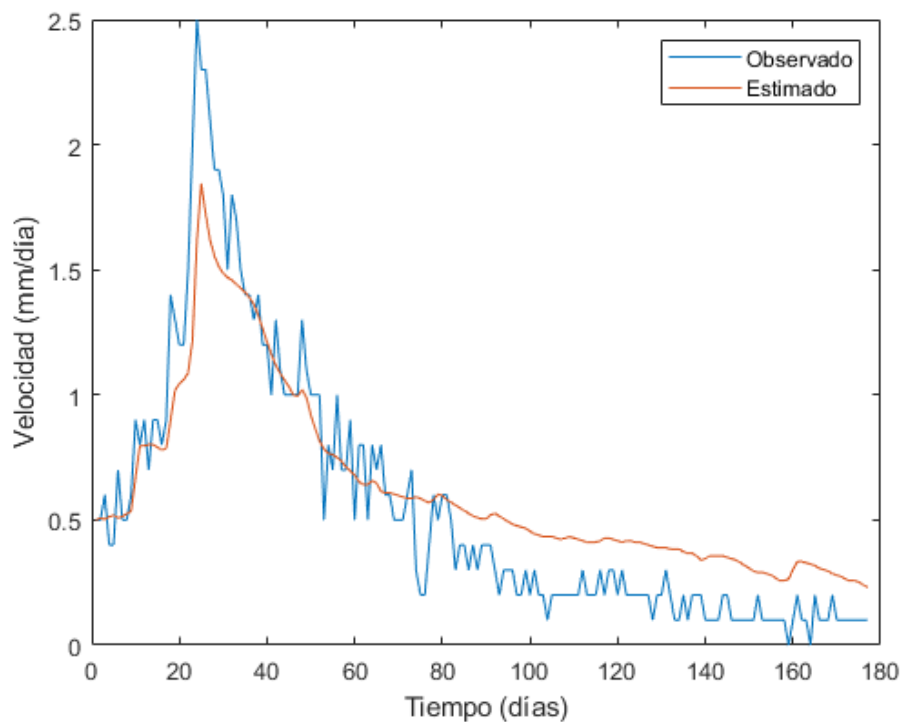


Figura 78: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $7,4006 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000)

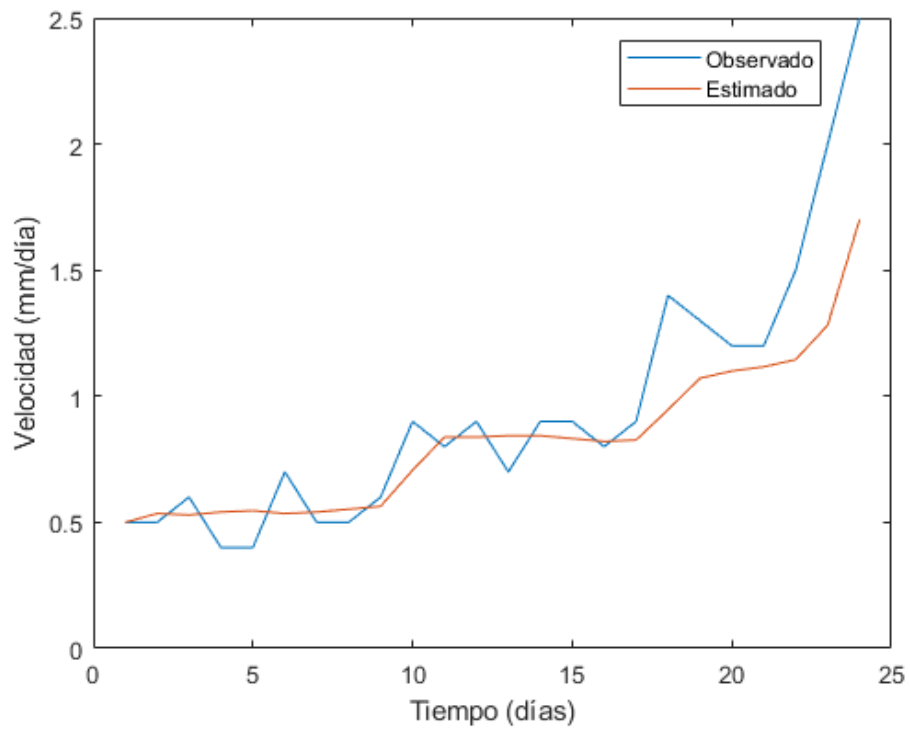


Figura 79: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $7,02866 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio marzo2000- septiembre2000)

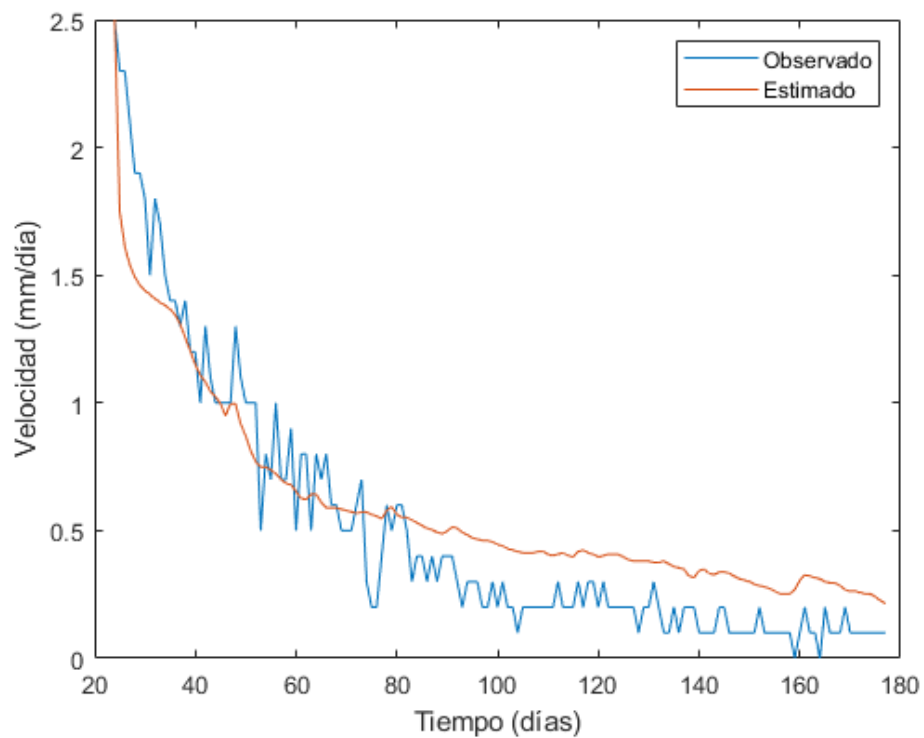


Figura 80: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $7,5866 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio marzo2000- septiembre2000)

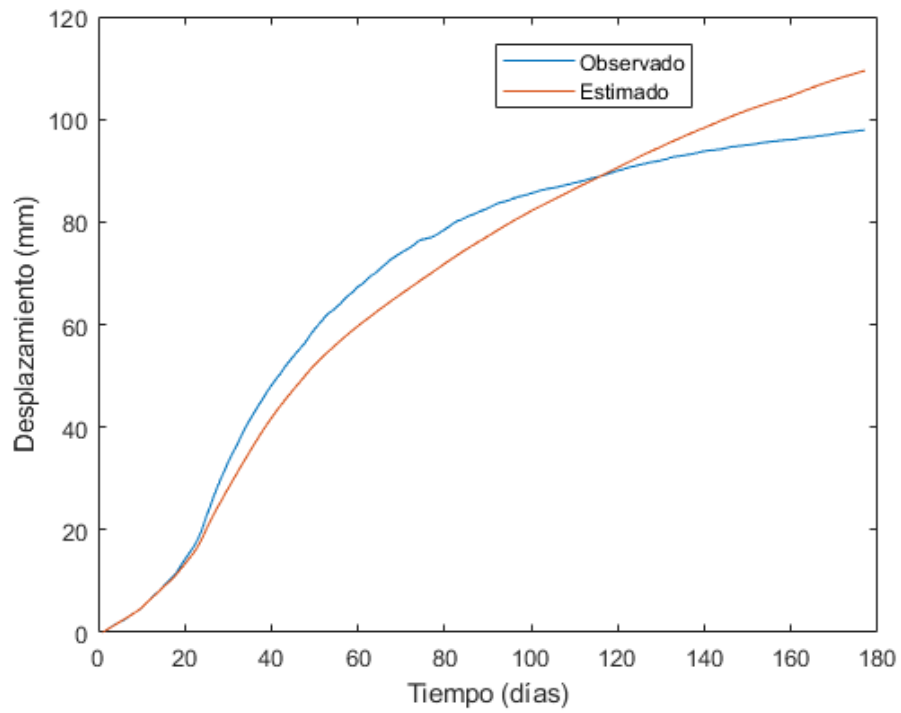


Figura 81 Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $7,4006 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000)

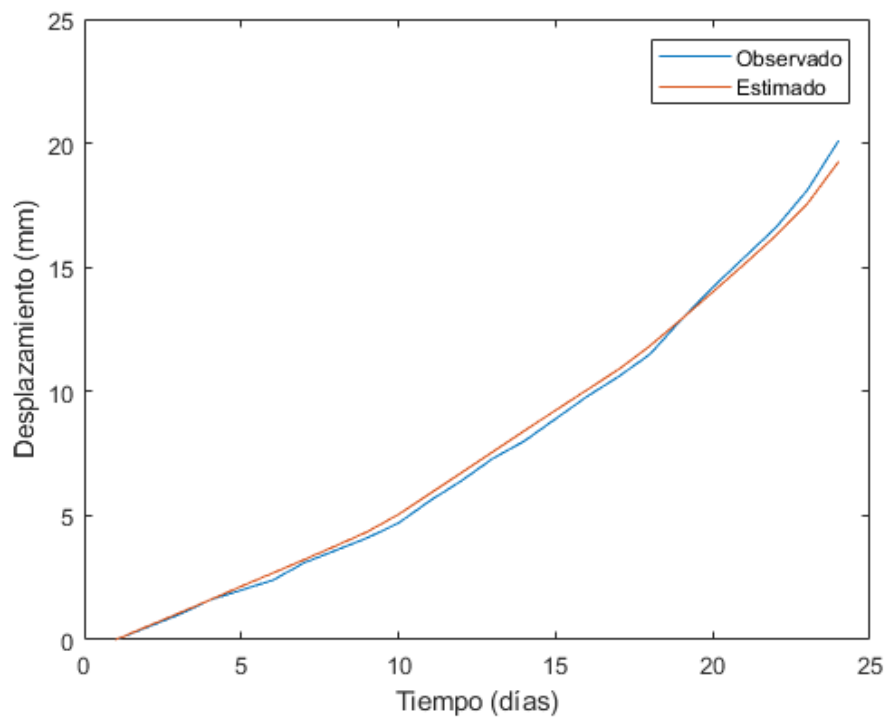


Figura 82: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $7,0286 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000)

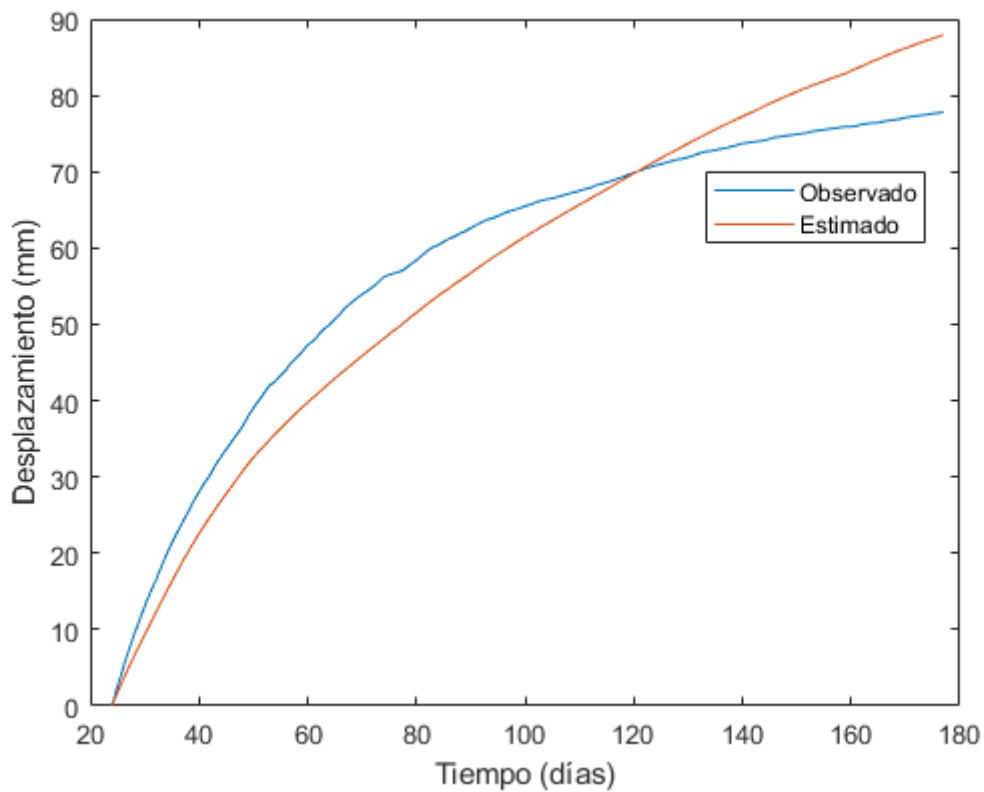


Figura 83: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $7,5866 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo2000- septiembre2000)

Episodio abril 2002- octubre 2002

Para un valor de viscosidad η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $35,6838 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste optimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre. (Figura 84).

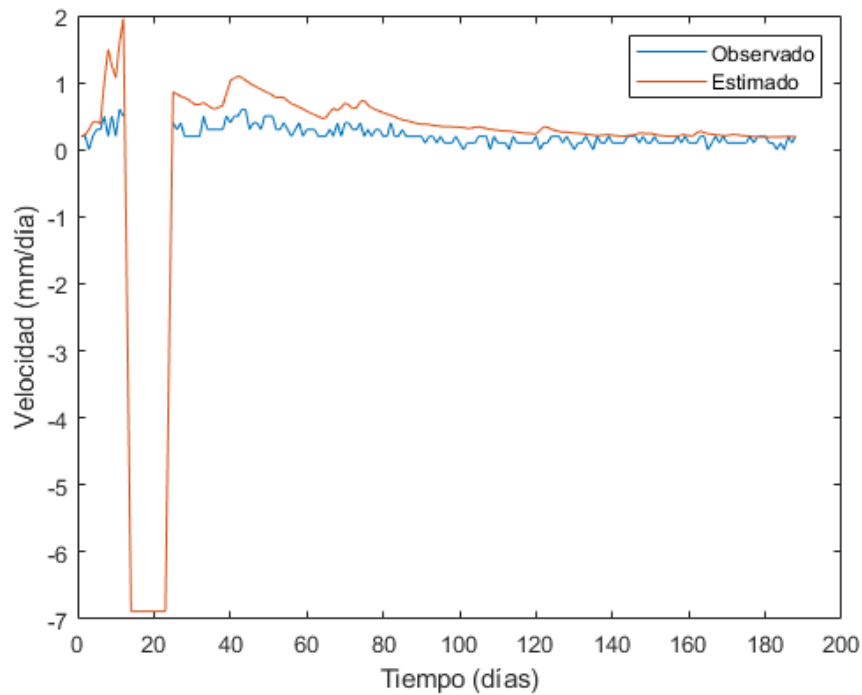


Figura 84: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)

Con un análisis más detallado diferenciando la etapa de ascenso (Figura 85 y 87) y descenso (Figura 86 y 88) tanto en la velocidad como en los desplazamientos vemos que el valor de la viscosidad varia en ambos casos siendo para el ascenso η de $3,0256 \times 10^8$ kPa*s $2,3806 \times 10^8$ kPa*s para el descenso. Respectivamente se obtiene $97,0000 \times 10^7$ kPa*s/m y $76,7935 \times 10^7$ kPa*s/m como coeficiente de viscosidad.

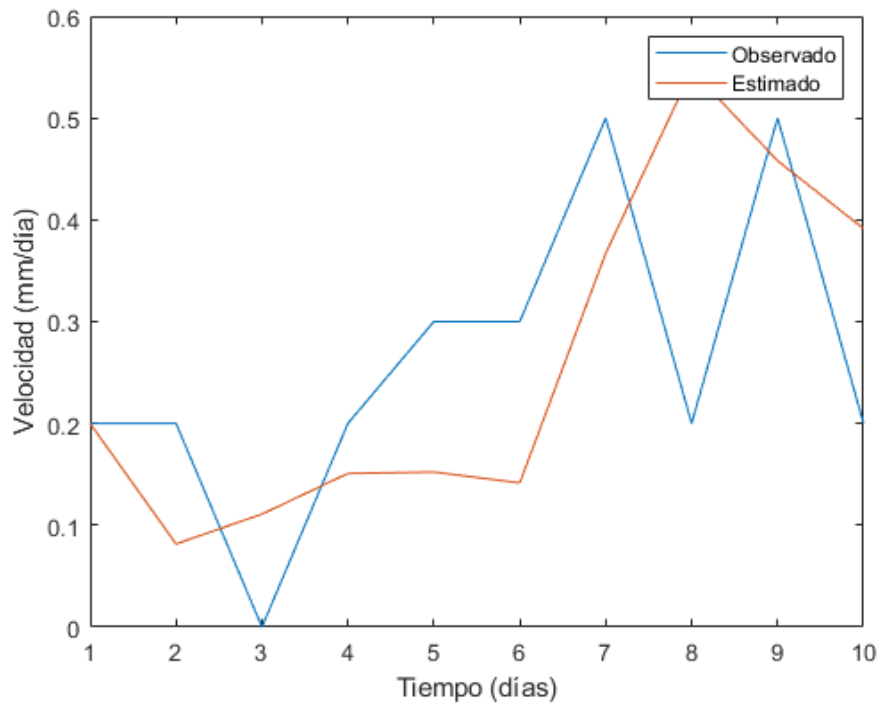


Figura 85: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $3,0256 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)

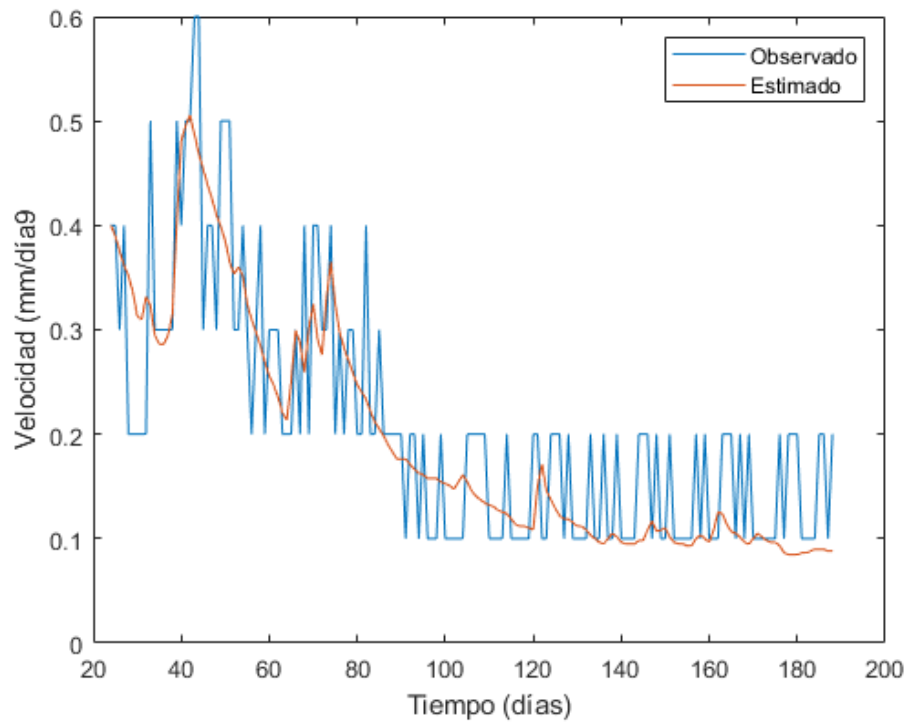


Figura 86: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $2,3806 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)

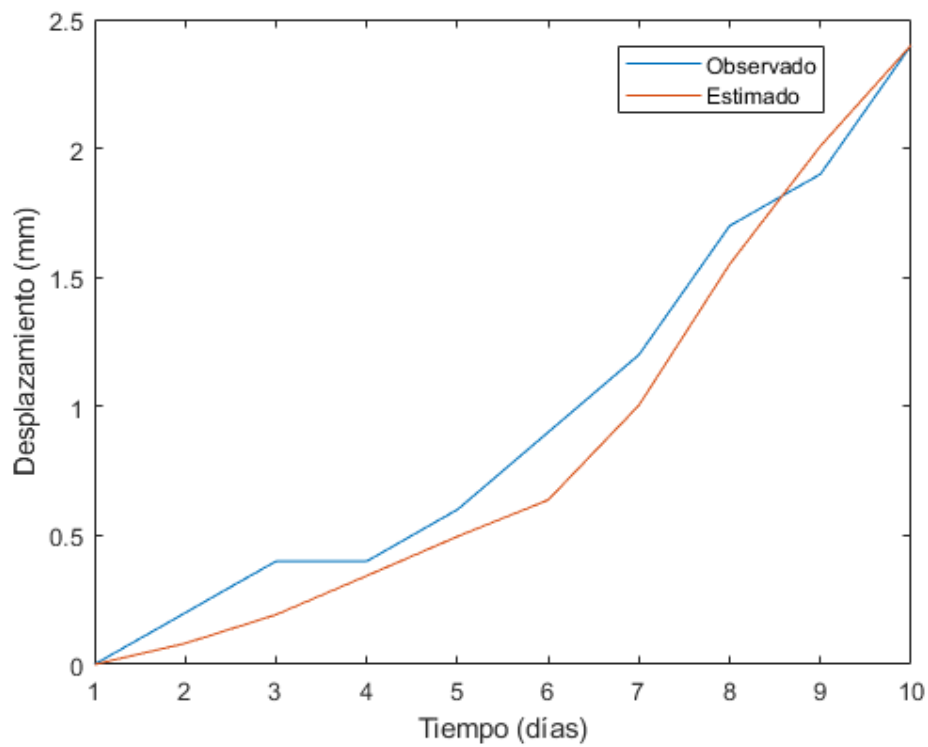


Figura 87: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplástico para η de $3,0256 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)

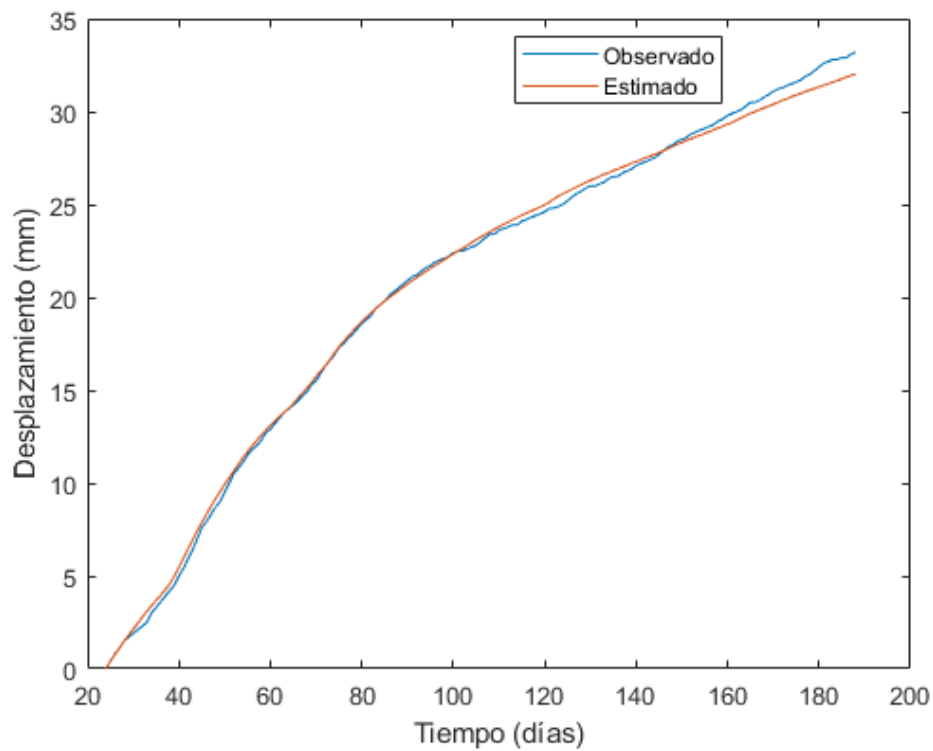


Figura 88: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplástico para η de $2,3806 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio abril 2002-octubre 2002)

Episodio marzo 2004- agosto 2004

Para un valor de viscosidad η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $35,6838 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste optimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre tanto de desplazamiento como de velocidad.

La Figura 89 y 92 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento.

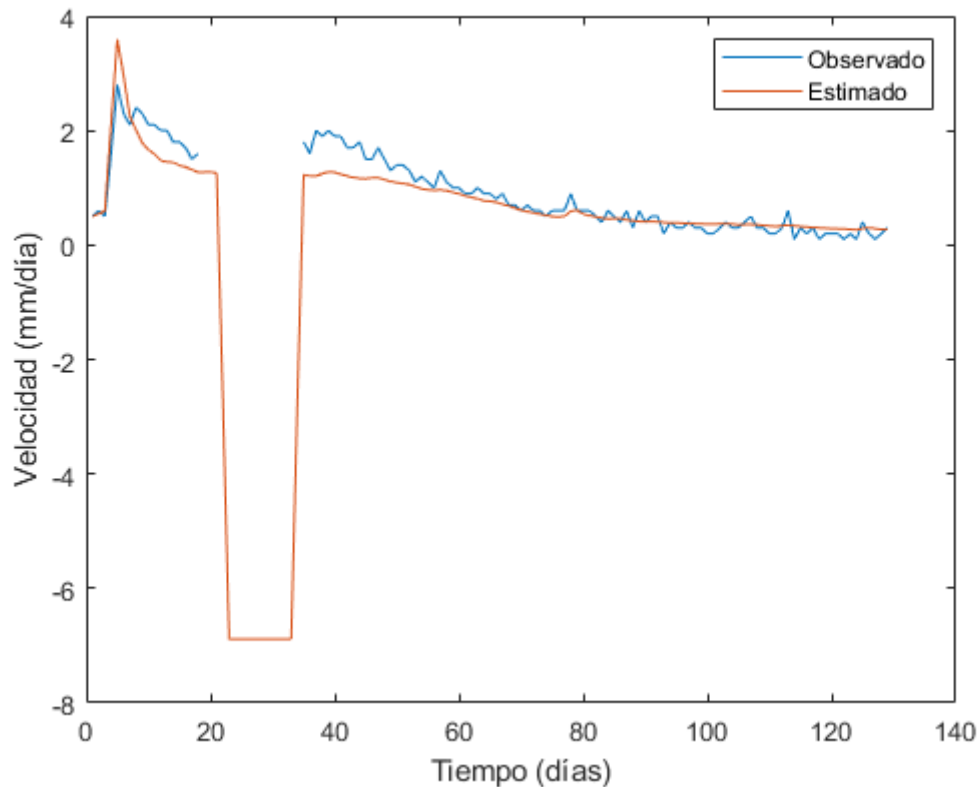


Figura 89: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)

Si analizamos por separado el ascenso y descenso del episodio podemos ver como el valor de la viscosidad varia en ambos casos.

La Figura 90 muestra el ascenso de la velocidad y la figura 93 el descenso de los desplazamientos con un valor de viscosidad en ambos casos de η de $2,2532 \times 10^8$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $72,6838 \times 10^7$ kPa*s /m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

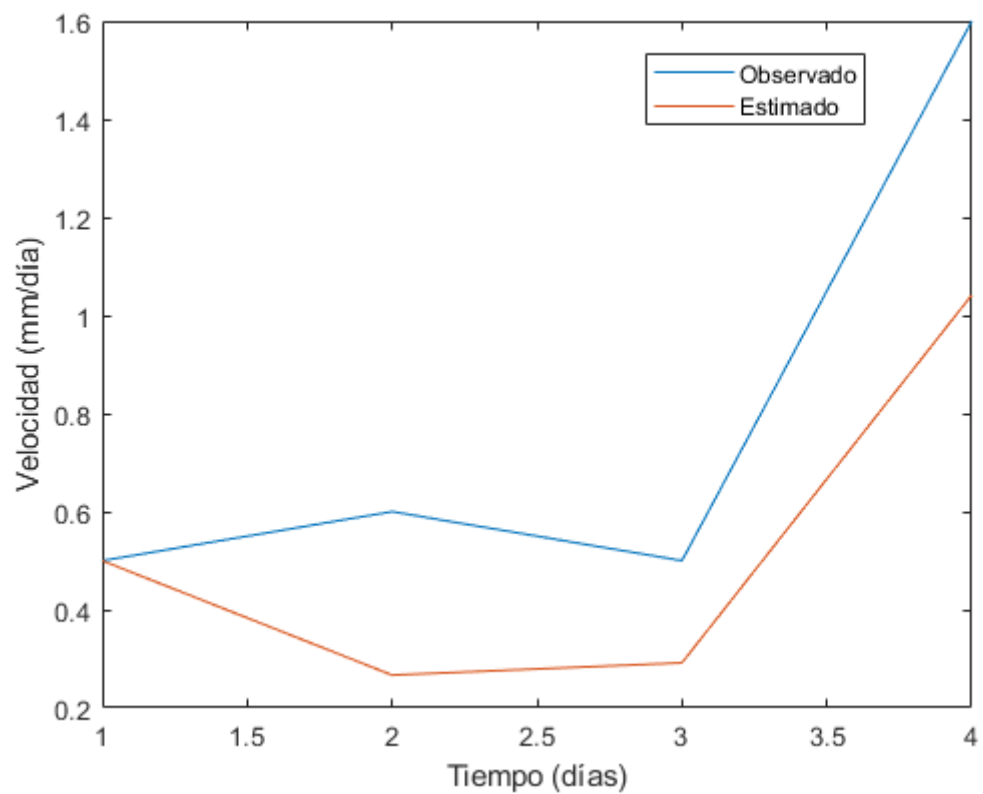


Figura 90: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $2,2532 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31m$ 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)

La Figura 91 muestra el descenso de la velocidad y la Figura 94 el descenso de los desplazamientos con valores de viscosidad η de $8,8266 \times 10^7$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $28,4729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

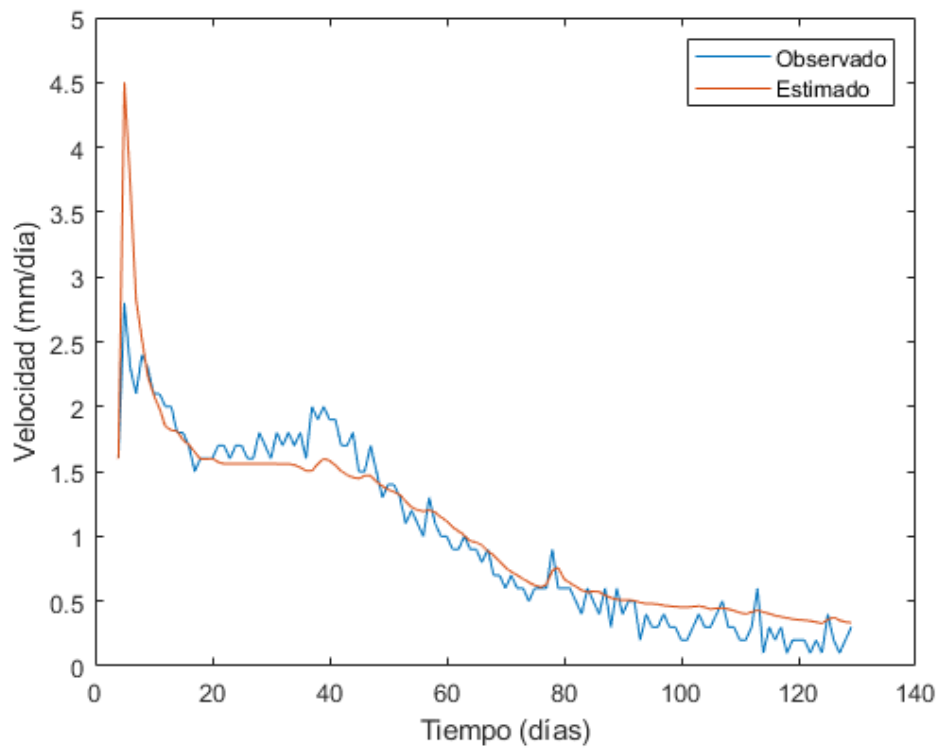


Figura 91: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,8266 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)

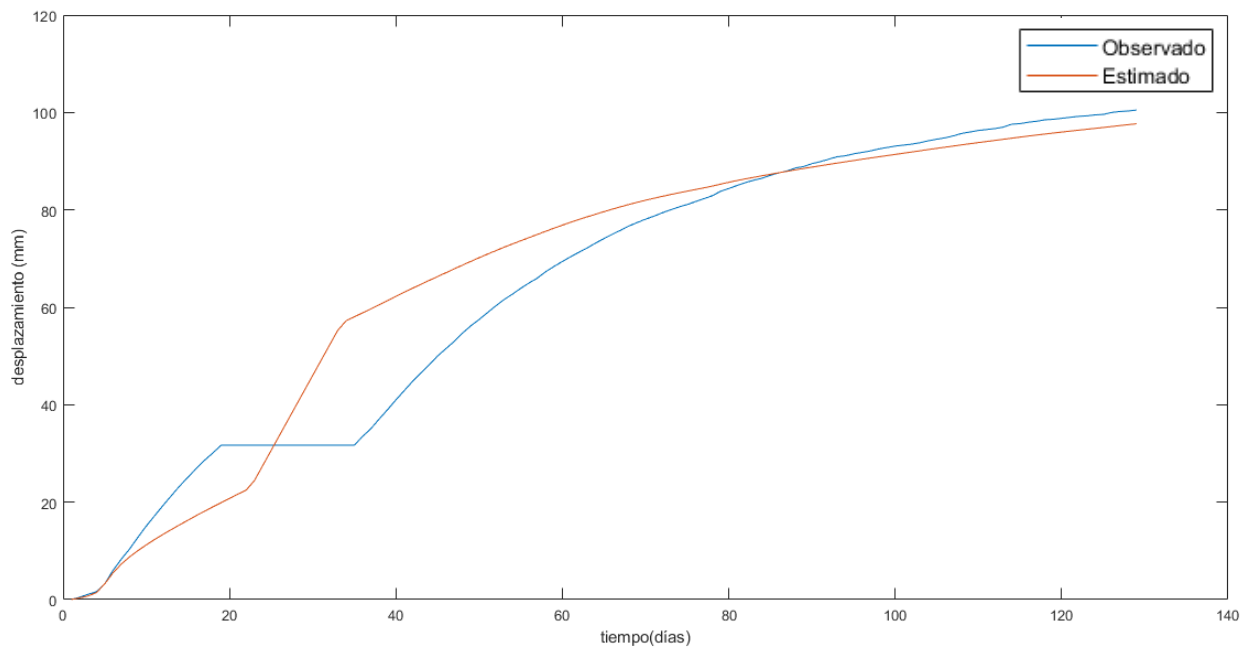


Figura 92: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ 31m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)

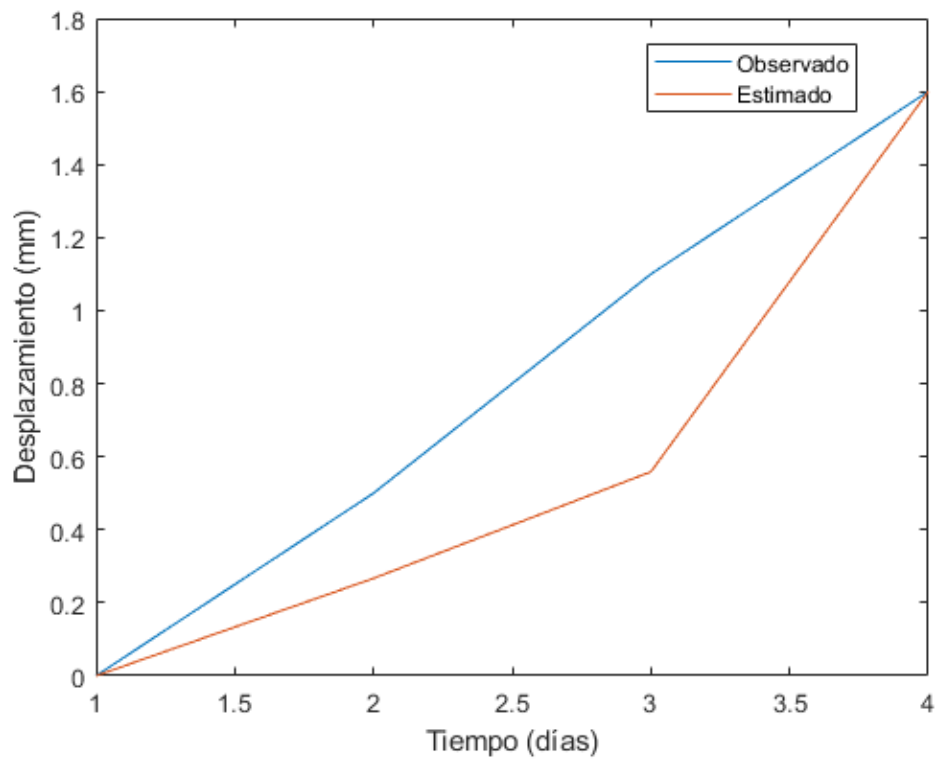


Figura 93: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $2,2532 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)

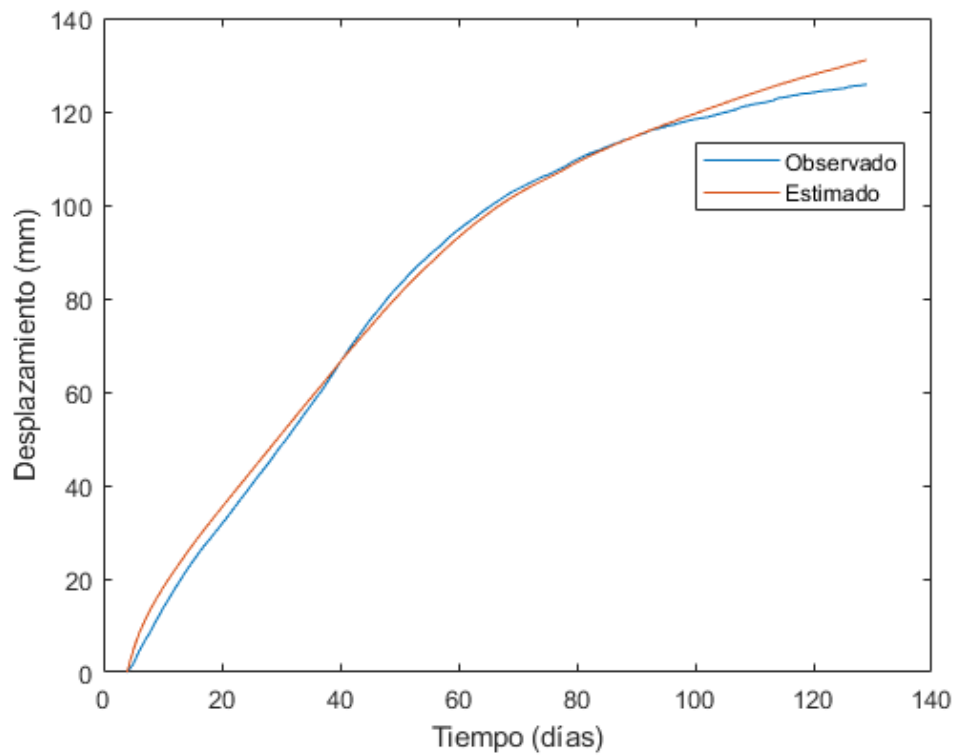


Figura 94: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,8266 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio marzo 2004- agosto 2004)

Episodio julio 2009-agosto 2009

Para un valor de viscosidad η de $9,7566 \times 10^7$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $31,4729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste óptimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre tanto de desplazamiento como de velocidad.

La Figura 95 y 98 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento.

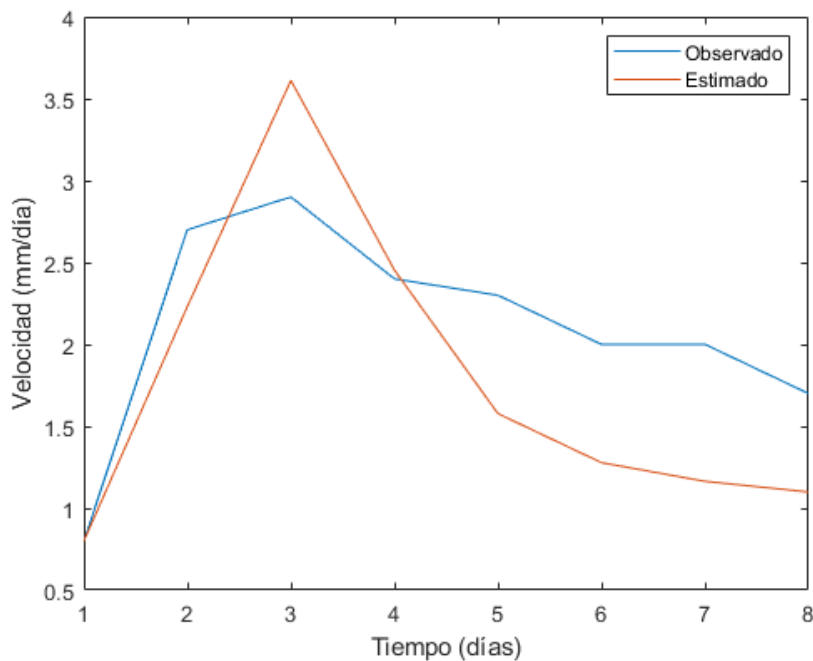


Figura 95: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $9,7566 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)

Con un análisis más detallado diferenciando la etapa de ascenso (Figura 96 y 99) y descenso (Figura 97 y 100) tanto en la velocidad como en los desplazamientos vemos que el valor de la viscosidad varia en ambos casos siendo para el ascenso η de $1,2088 \times 10^8$ kPa*s y $8,6716 \times 10^8$ kPa*s para el descenso.

Respectivamente se obtiene $38,9935 \times 10^7$ kPa*s/m y $27,9729 \times 10^7$ kPa*s/m como coeficiente de viscosidad.

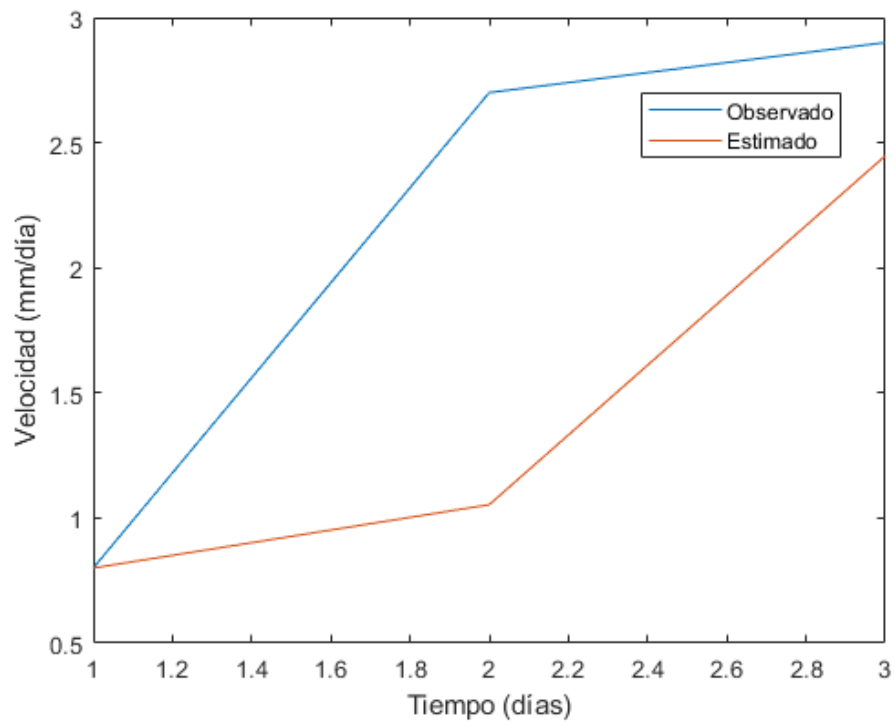


Figura 96: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,2088 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)

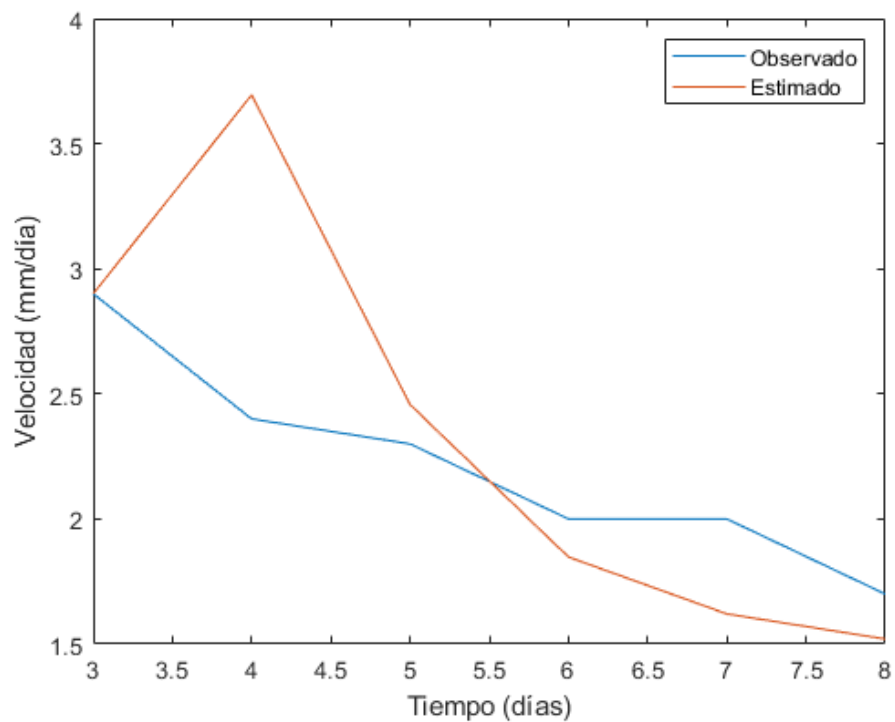


Figura 97: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,6716 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)

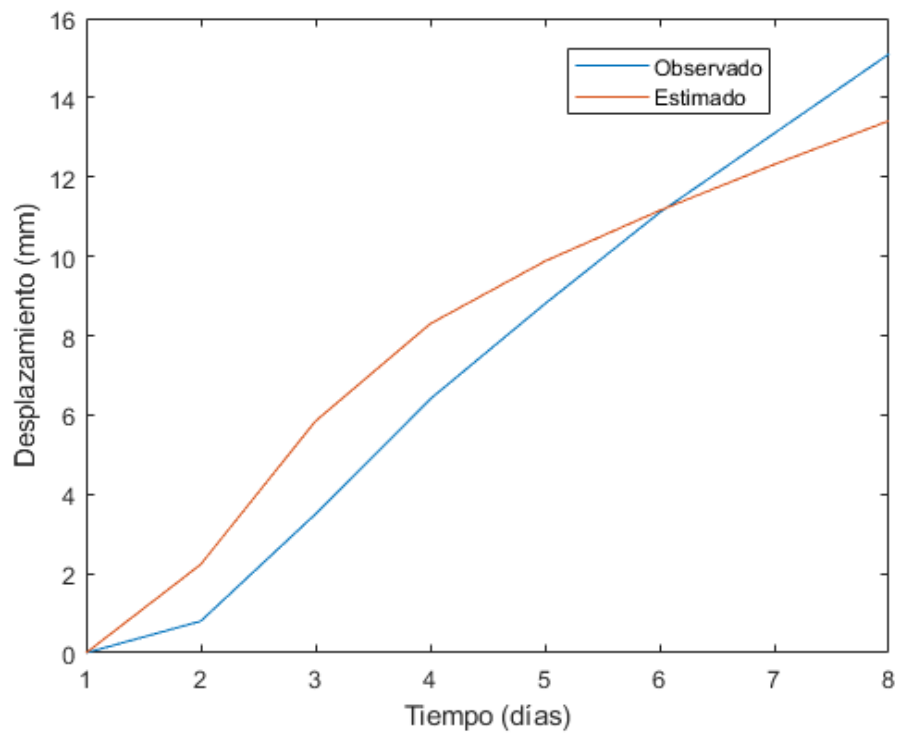


Figura 98: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplastico para η de $9,7566 \times 10^7 \text{ kPa} \cdot \text{s}$ y $z=0,31\text{m}$ (Episodio julio 2009- agosto 2009)

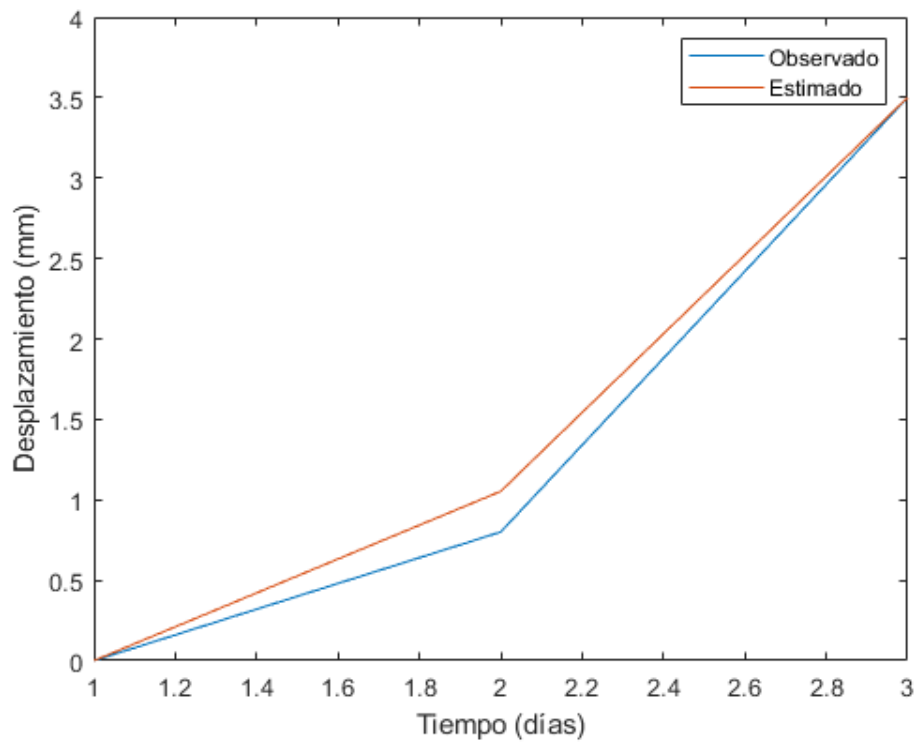


Figura 99: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,2088 \times 10^8 \text{ kPa} \cdot \text{s}$ y $z=0,31\text{m}$ (Episodio julio 2009- agosto 2009)

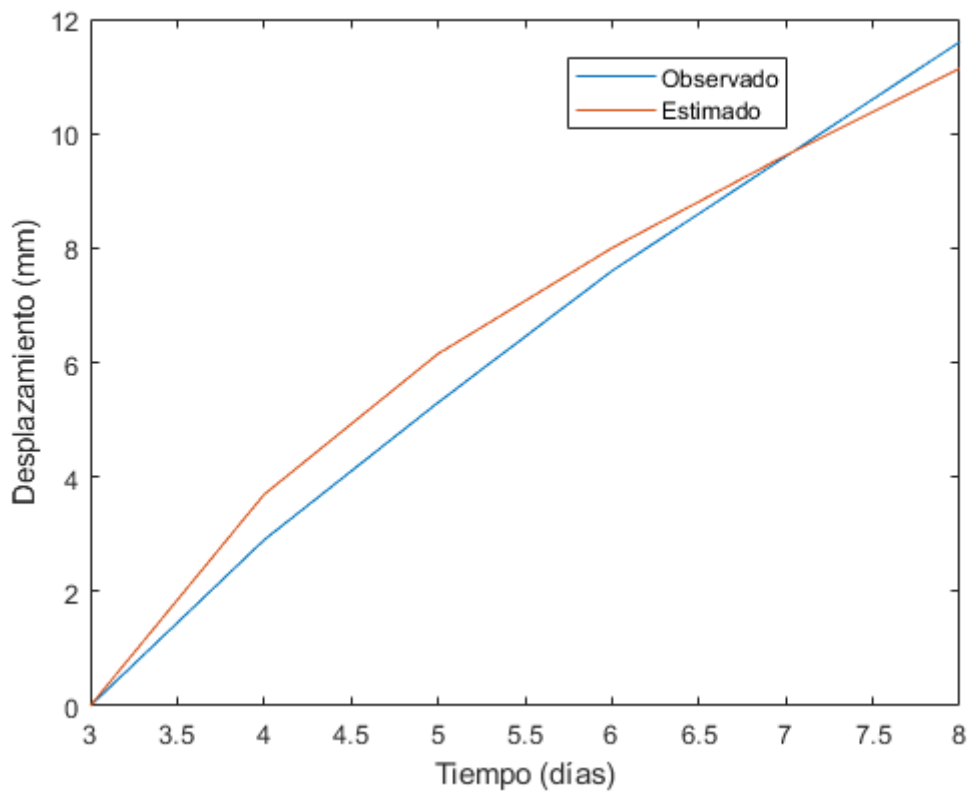


Figura 100: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,6716 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio julio 2009- agosto 2009)

Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011

Para un valor de viscosidad η de $6,0366 \times 10^7$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $19,4729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste optimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre tanto de desplazamiento como de velocidad.

La Figura 101 y 104 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento.

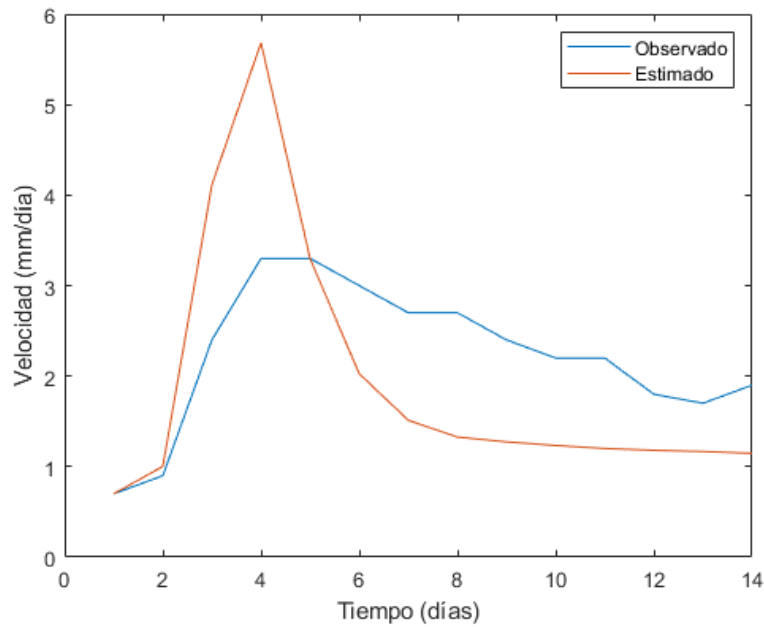


Figura 101: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $6,0366 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)

Si analizamos por separado el ascenso y descenso del episodio podemos ver como el valor de la viscosidad varia en ambos casos.

La Figura 102 muestra el ascenso de la velocidad y la figura 105 el descenso de los desplazamientos con un valor de viscosidad en ambos casos de η de $1,9305 \times 10^7$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $62,2741 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

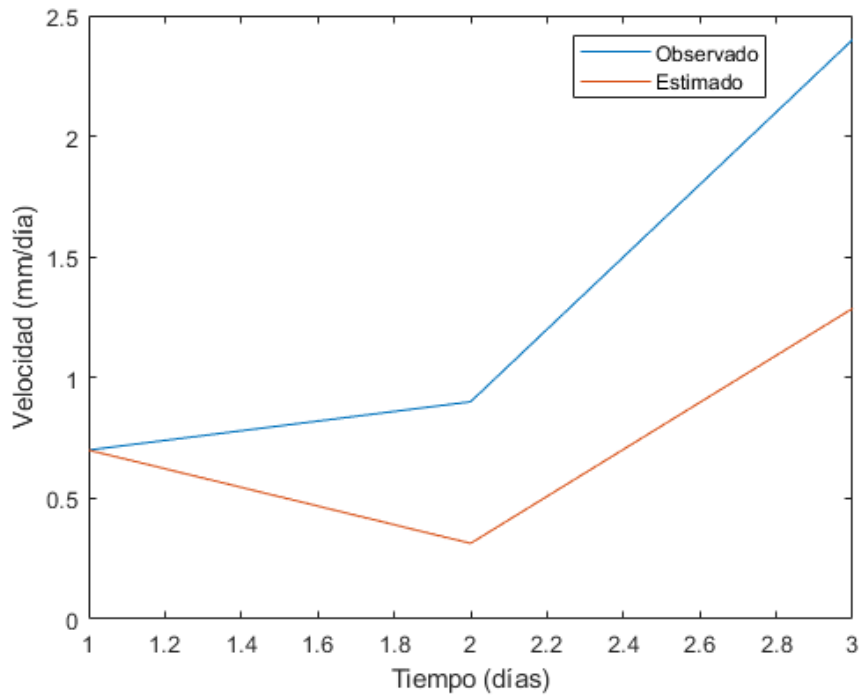


Figura 102: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,9305 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)

La Figura 103 muestra el descenso de la velocidad y la Figura 106 el descenso de los desplazamientos con valores de viscosidad η de $3,6496 \times 10^7$ kPa*s y un coeficiente de viscosidad η/z de $11,7729 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31).

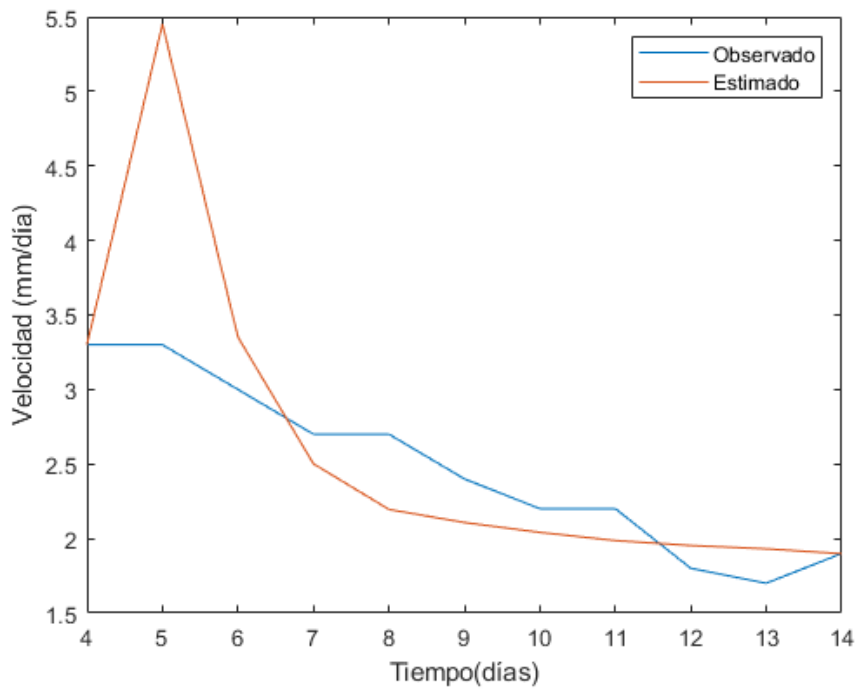


Figura 103: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,6496 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31m$ (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)

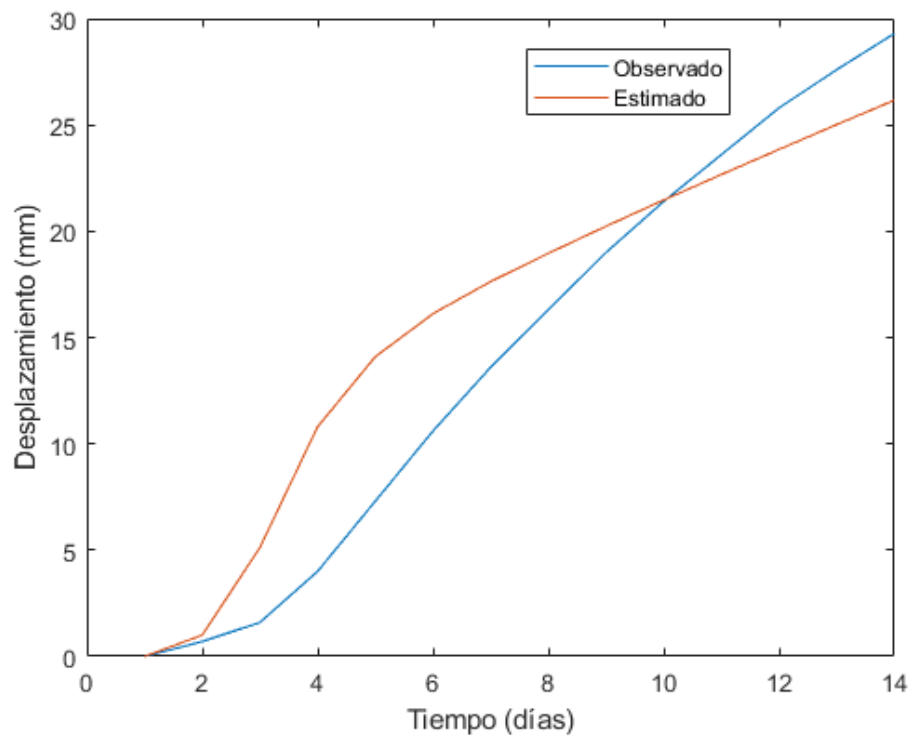


Figura 104: Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplástico para η de $6,0366 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)

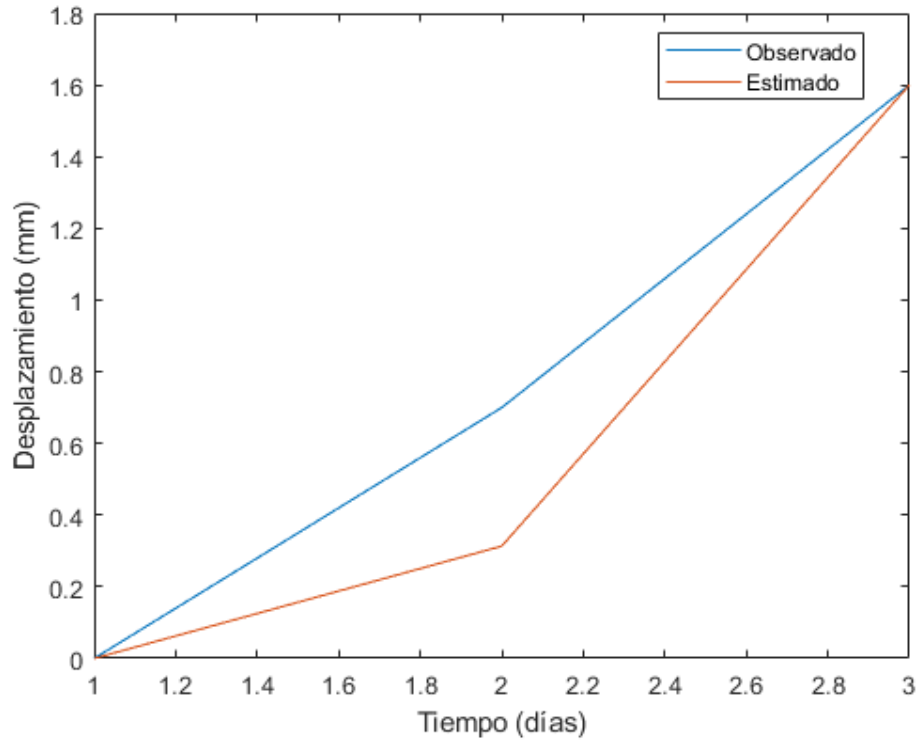


Figura 105: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplástico para η de $1,9305 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)

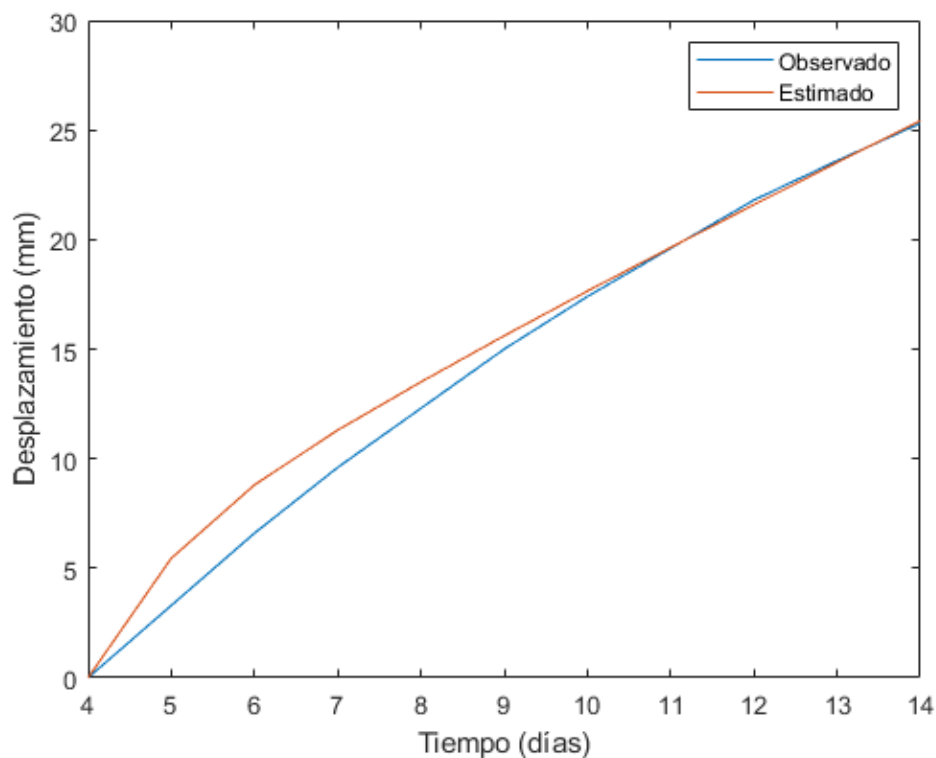


Figura 106: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $3,6496 \times 10^7$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio mediados de mayo 2011- finales de mayo 2011)

Episodio octubre 2014- mayo 2014

Para un valor de viscosidad η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s, es decir un coeficiente de viscosidad η/z de $33,6838 \times 10^7$ kPa*s/m (grosor de la cizalla, z , de 0,31) se ha obtenido el ajuste optimo entre los datos proporcionados por el modelo y los reales registrados a Vallcebre tanto de desplazamiento como de velocidad.

La Figura 107 y 110 muestran la buena correspondencia tanto en la velocidad como en el desplazamiento.

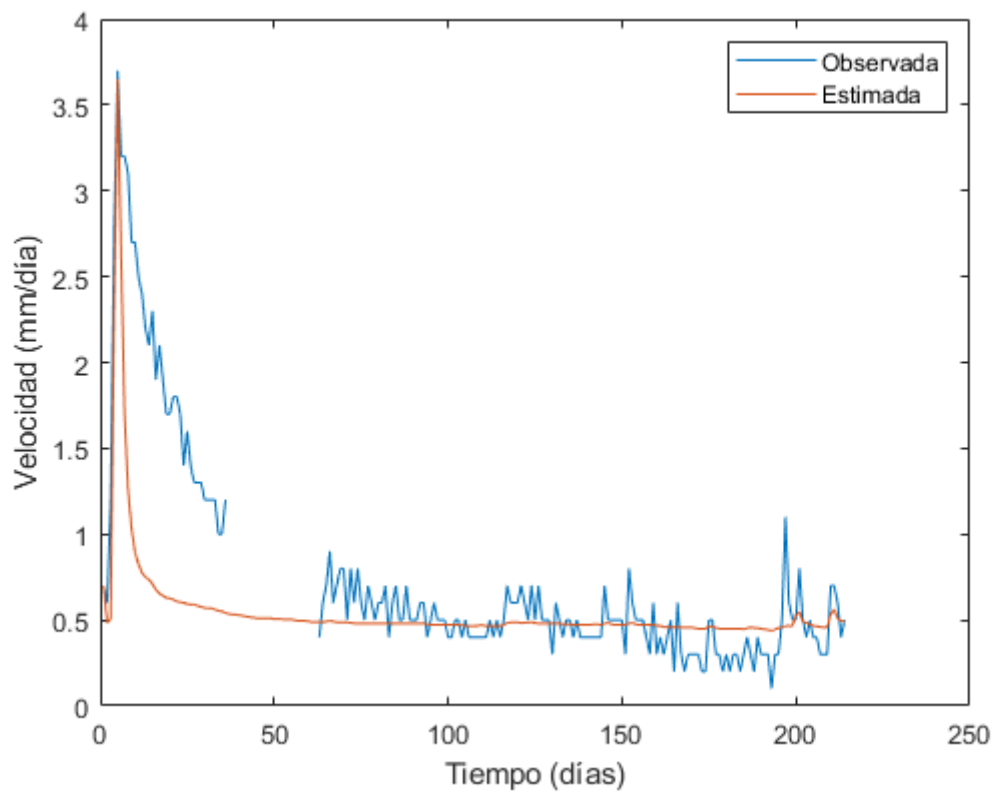


Figura 107: Comparación de las velocidades observadas y estimadas según el modelo viscoplastico para η de $1,1062 \times 10^8 \text{ kPa}\cdot\text{s}$ y $z=0,31\text{m}$ (Episodio octubre 2014- mayo 2014)

Con un análisis más detallado diferenciando la etapa de ascenso (Figura 108 y 111) y descenso (Figura 109 y 112) tanto en la velocidad como en los desplazamientos vemos que el valor de la viscosidad varia en ambos casos siendo para el ascenso η de $1,4626 \times 10^8 \text{ kPa}\cdot\text{s}$ y $8,2376 \times 10^7 \text{ kPa}\cdot\text{s}$ para el descenso.

Respectivamente se obtiene $47,1806 \times 10^7 \text{ kPa}\cdot\text{s/m}$ y $26,5729 \times 10^7 \text{ kPa}\cdot\text{s/m}$ como coeficiente de viscosidad.

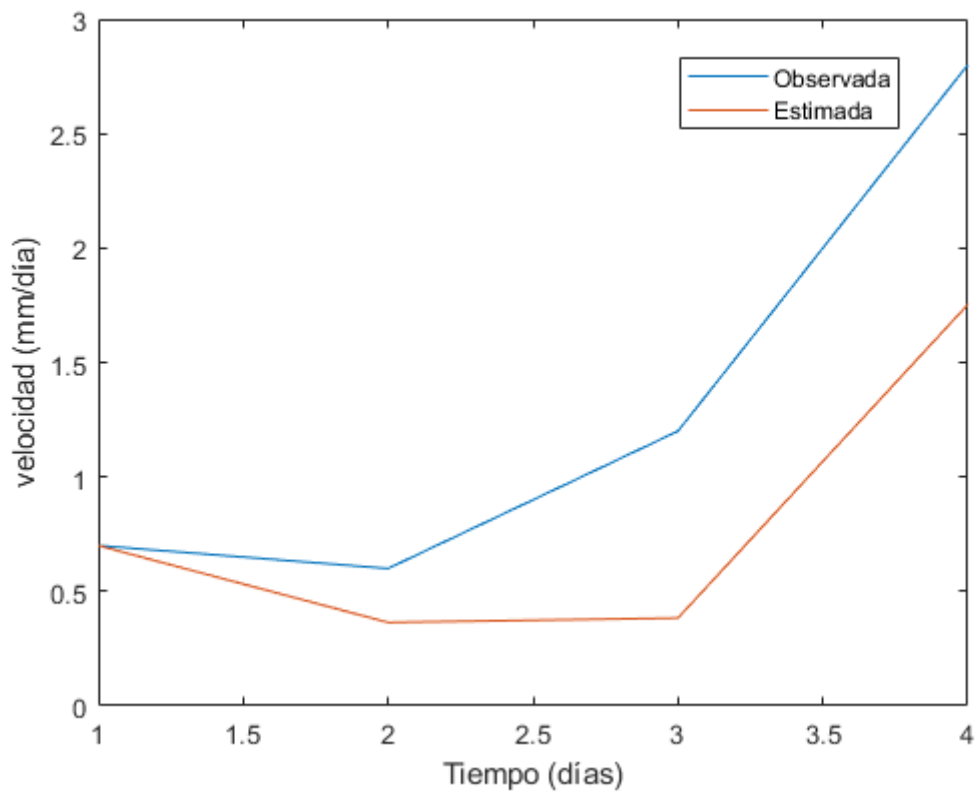


Figura 108 Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el ascenso según el modelo viscoplastico para η de $1,4626 \times 10^8 \text{ kPa}\cdot\text{s}$ y $z=0,31\text{m}$ (Episodio octubre 2014- mayo 2014)

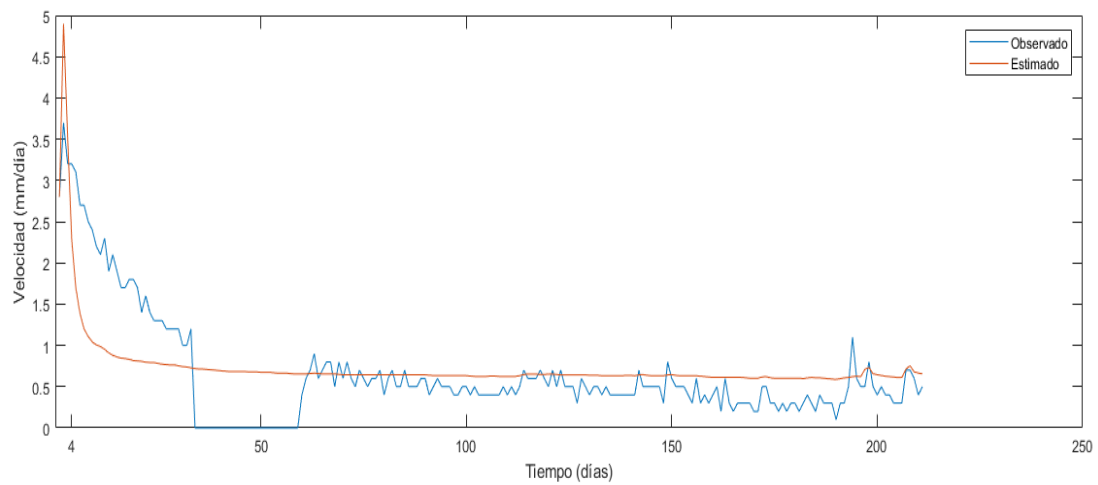


Figura 109: Comparación de las velocidades observadas y estimadas en el descenso según el modelo viscoplastico para η de $8,2376 \times 10^7 \text{ kPa}\cdot\text{s}$ y $z=0,31\text{m}$ (Episodio octubre 2014- mayo 2014)

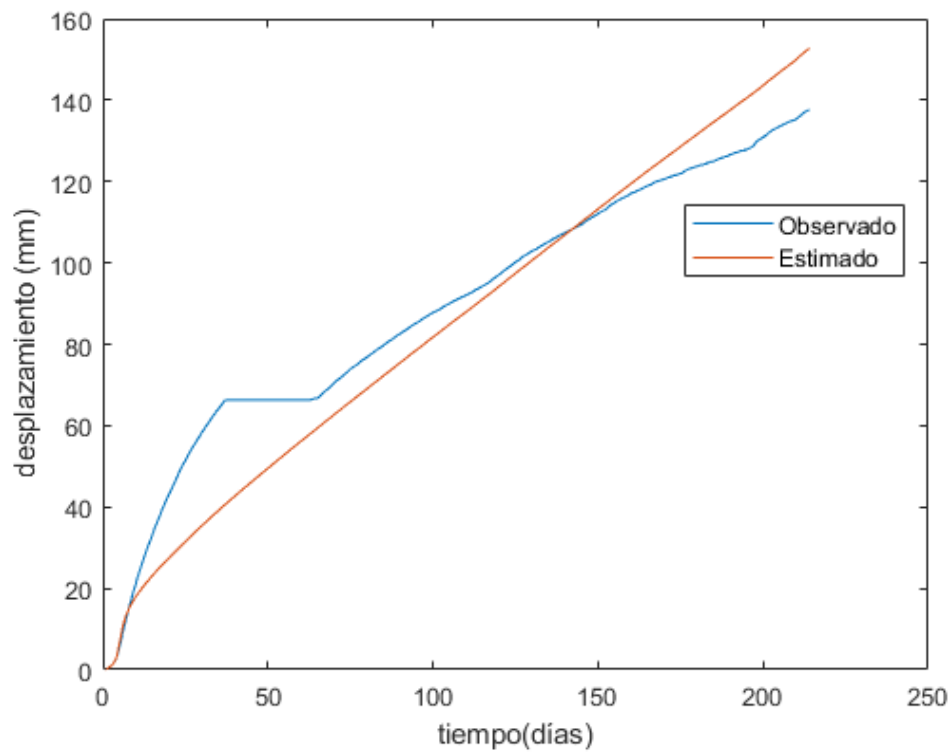


Figura 110: : Comparación de los desplazamientos observados y estimados según el modelo viscoplástico para η de $1,1062 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014)

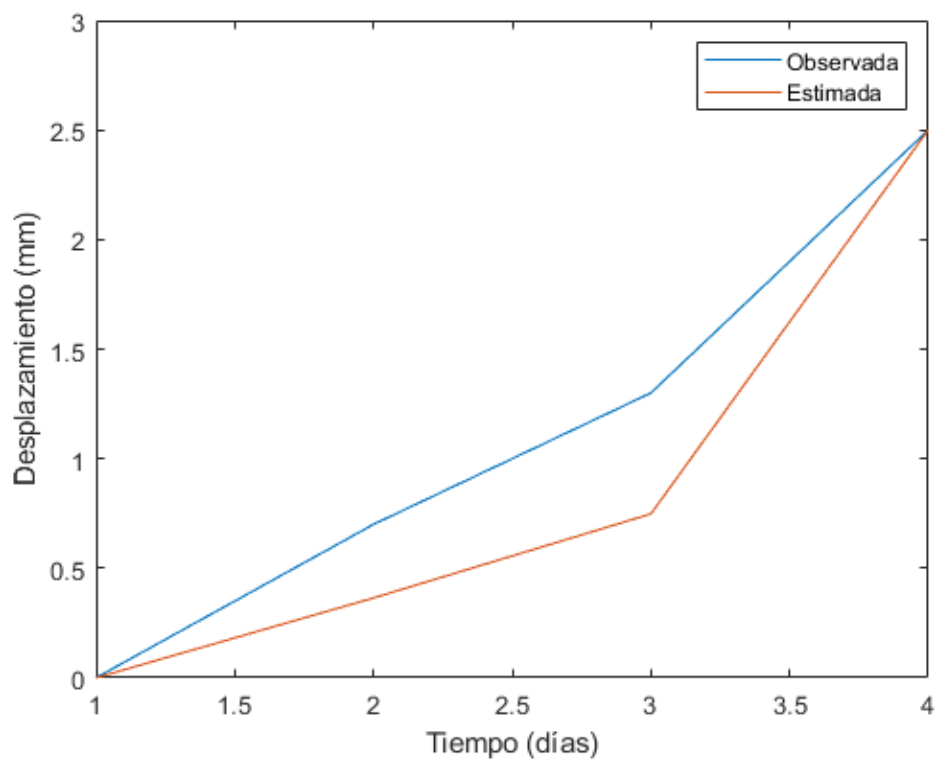


Figura 111: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el ascenso según el modelo viscoplástico para η de $1,4626 \times 10^8$ kPa*s y $z=0,31$ m (Episodio octubre 2014- mayo 2014)

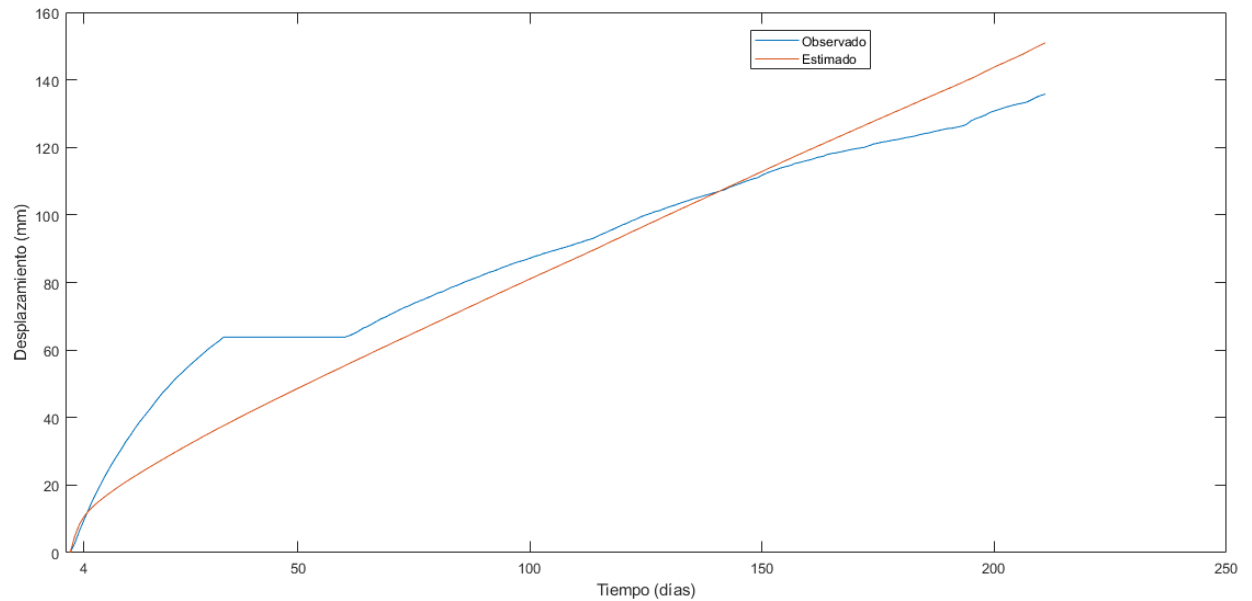


Figura 112: Comparación de los desplazamientos observados y estimados en el descenso según el modelo viscoplástico para η de $8,2376 \times 10^7 \text{ kPa}\cdot\text{s}$ y $z=0,31$ (Episodio octubre 2014- mayo 2014)

El valor que se adquiere de la viscosidad después de realizar los cálculos es un valor óptimo, en la siguiente tabla 8 hay un resumen de dichos valores. El valor óptimo que se encuentra es el que produce que la diferencia entre el desplazamiento o velocidad real y el calculado sea el mínimo.

El valor del coeficiente de viscosidad se ha calculado manteniendo constante el grosor de la banda de cizalla (0.31m) y variando la viscosidad.

Como puede observarse en la Tabla 8, los valores obtenidos de viscosidad en cada ascenso y descenso y cada evento son muy variables. No parece que haya un patrón, pero en general los valores de viscosidad son mayores en los ascensos.

Estos resultados no tienen un significado físico claro: la viscosidad es una propiedad del material que podría variar en el espacio para un mismo material (p.ej. en diferentes sondeos), pero esta variación debería ser pequeña, y, por otra parte, no debería variar en el tiempo para un mismo punto del espacio. Por lo tanto, es razonable mantener constante la viscosidad del material de la banda de cizalla de un mismo sondeo (sondeo S2 en nuestro caso), lo que implica variar el grosor de la banda de cizalla en el tiempo (tabla 9). Parece también razonable que el grosor de dicha banda dependa de la velocidad de desplazamiento, que se corresponde a la velocidad de deformación de la banda.

Tabla 8: Valores de viscosidad obtenidos para cada episodio manteniendo constante el grosor de la banda de cizalla

Episodio	Viscosidad (kPa*s)			Coeficiente de viscosidad (kPa*s/m)		
	Episodio completo	Ascenso	Descenso	Episodio completo	Ascenso	Descenso
enero 1997-junio 1997	$3,5876 \times 10^7$	$4,1146 \times 10^7$	$3,4016 \times 10^7$	$11,5729 \times 10^7$	$13,2729 \times 10^7$	$10,9729 \times 10^7$
agosto 1997-noviembre 1997	$4,4156 \times 10^7$	$1,5410 \times 10^8$	$4,0526 \times 10^7$	$14,2438 \times 10^7$	$49,7096 \times 10^7$	$13,0729 \times 10^7$
marzo 2000-septiembre 2000	$7,4006 \times 10^7$	$7,0286 \times 10^7$	$7,5866 \times 10^7$	$23,8729 \times 10^7$	$22,6729 \times 10^7$	$24,4729 \times 10^7$
abril 2002-octubre 2002	$1,1062 \times 10^8$	$3,0256 \times 10^8$	$2,3806 \times 10^8$	$35,6838 \times 10^7$	$97,0000 \times 10^7$	$76,7935 \times 10^7$
marzo 2004-agosto 2004	$1,1062 \times 10^8$	$2,2532 \times 10^8$	$8,8266 \times 10^7$	$35,6838 \times 10^7$	$72,6838 \times 10^7$	$28,4729 \times 10^7$
julio 2009-agosto 2009	$9,7566 \times 10^7$	$1,2088 \times 10^8$	$8,6716 \times 10^7$	$31,4729 \times 10^7$	$38,9935 \times 10^7$	$27,9729 \times 10^7$
mediados de marzo 2011-finales de mayo 2011	$6,0366 \times 10^7$	$1,9305 \times 10^8$	$3,6496 \times 10^7$	$19,4729 \times 10^7$	$62,2741 \times 10^7$	$11,7729 \times 10^7$
octubre 2014-mayo 2014	$1,1062 \times 10^8$	$1,4626 \times 10^8$	$8,2376 \times 10^7$	$35,6838 \times 10^7$	$47,1806 \times 10^7$	$26,5729 \times 10^7$

En la tabla 9 observamos el resultado de variar el grosor de la banda de cizalla y mantener constante la viscosidad con un valor medio de $8,0478 \times 10^7$ obtenido en el análisis anterior.

Tabla 9: Resumen de los valores del grosor de la banda de cizalla manteniendo constante la viscosidad

Episodio	Coeficiente de viscosidad (kPa*s/m)			Grosor banda de cizalla (m)		
	Episodio completo	Ascenso	Descenso	Episodio completo	Ascenso	Descenso
enero 1997-junio 1997	$11,5729 \times 10^7$	$13,2729 \times 10^7$	$10,9729 \times 10^7$	0,69	0,60	0,73
agosto 1997-noviembre 1997	$14,2438 \times 10^7$	$49,7096 \times 10^7$	$13,0729 \times 10^7$	0,56	0,16	0,61
marzo 2000-septiembre 2000	$23,8729 \times 10^7$	$22,6729 \times 10^7$	$24,4729 \times 10^7$	0,33	0,35	0,33
abril 2002- octubre 2002	$35,6838 \times 10^7$	$97,0000 \times 10^7$	$76,7935 \times 10^7$	0,08	0,08	0,1
marzo 2004- agosto 2004	$35,6838 \times 10^7$	$72,6838 \times 10^7$	$28,4729 \times 10^7$	0,11	0,11	0,29
julio 2009-agosto 2009	$31,4729 \times 10^7$	$38,9935 \times 10^7$	$27,9729 \times 10^7$	0,25	0,2	0,29
mediados de marzo 2011- finales de mayo 2011	$19,4729 \times 10^7$	$62,2741 \times 10^7$	$11,7729 \times 10^7$	0,41	0,13	0,68
octubre 2014- mayo 2014	$35,6838 \times 10^7$	$47,1806 \times 10^7$	$26,5729 \times 10^7$	0,23	0,17	0,3

El grosor de la banda de cizalla varía entre 10 y 70cm. Se puede considerar que la viscosidad no varía, sino que se podría obtener los mismos resultados, pero variando el grosor de la banda de corte. En el momento de la aceleración la zona que se está deformando en la base del deslizamiento es más grande, debido a que hay más zona que se deforma.

En la figura 113 se muestra la relación entre el grosor de la banda de cizalla y la profundidad del nivel freático media para cada episodio completo. No se observa una tendencia general, el grosor de la banda de cizalla va variando.

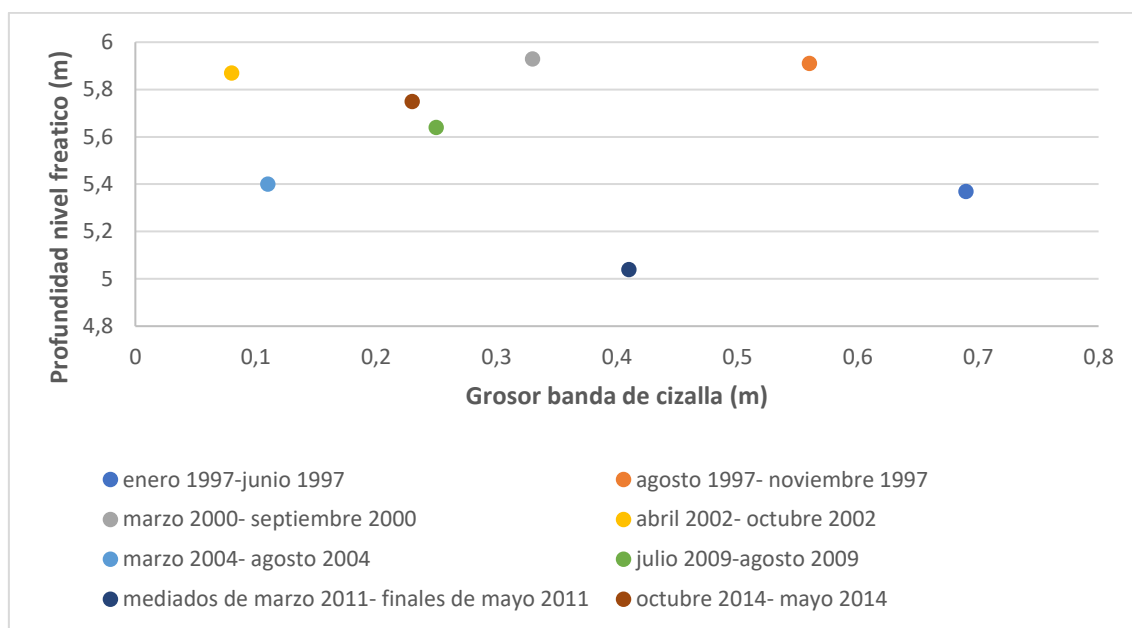


Figura 113: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la profundidad del nivel freático media para cada episodio manteniendo constante la viscosidad.

La figura 114 muestra la relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad de desplazamiento media de cada episodio completo. En general se puede observar una pequeña tendencia, cuando el grosor de la banda de cizalla es inferior a 0.4m las velocidades de desplazamiento son bajas alrededor 1mm/día, y al contrario, a mayor velocidad de desplazamiento mayor es el grosor de la banda de cizalla.

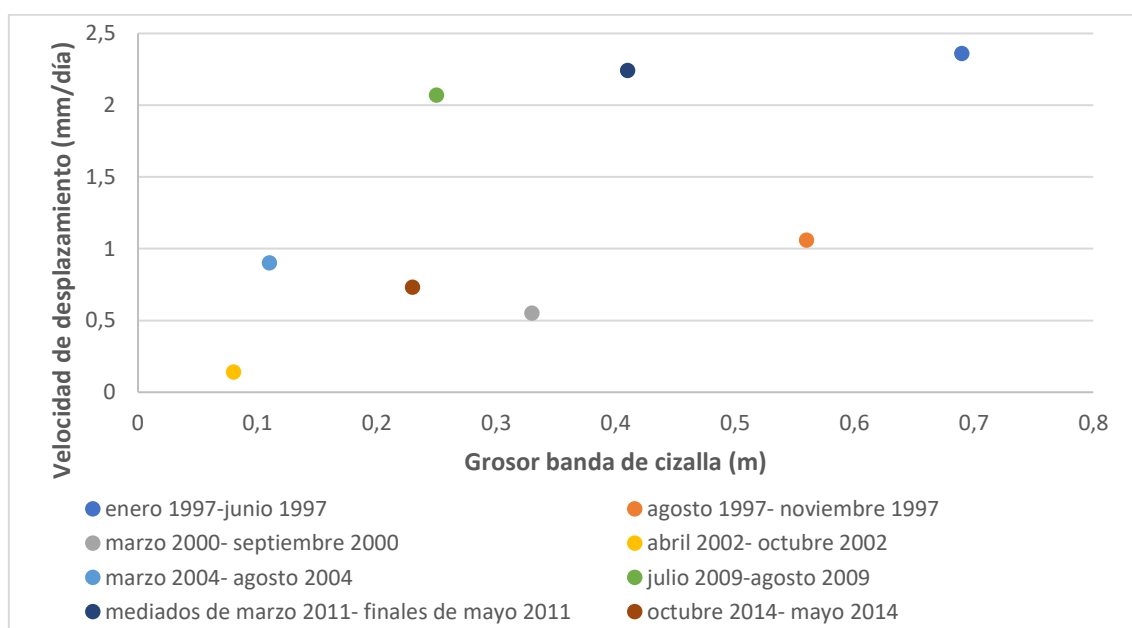


Figura 114: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad media de desplazamiento para cada episodio manteniendo constante la viscosidad.

Si comparamos la velocidad máxima que se obtiene en cada episodio completo con el grosor de la banda de cizalla (figura 115) observamos que la mayoría de las velocidades oscilan entre 2 y 4 mm/día mientras que el grosor de la banda de cizalla varía entre 10 y 40cm.

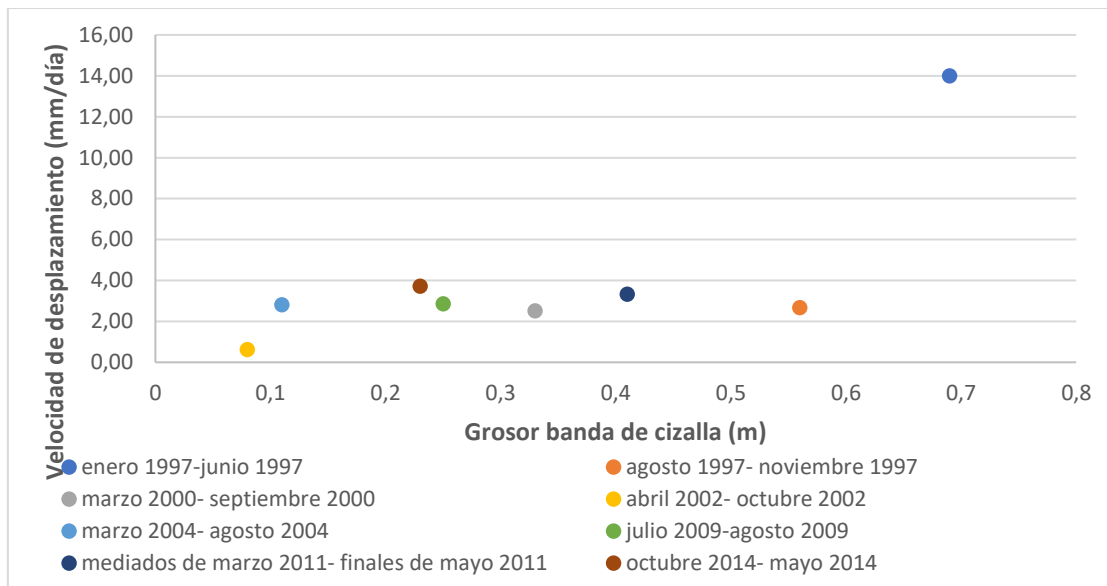


Figura 115: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad máxima de desplazamiento para cada episodio manteniendo constante la viscosidad.

El mismo análisis que se ha hecho para los episodios completo se ha hecho para solo los ascensos de cada uno de ellos.

La figura 116 muestra la relación entre el grosor de la banda de cizalla y la profundidad del nivel freático media para los ascensos. Se observa una clara tendencia de los valores del grosor de la banda de cizalla, todos los episodios excepto dos muestran un grosor de 10-20cm.

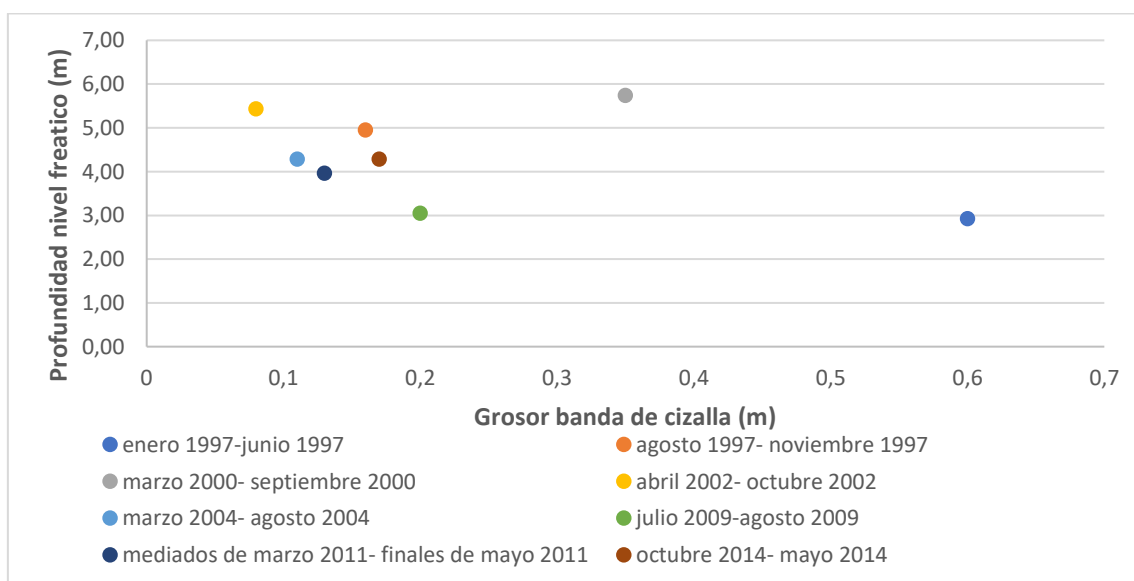


Figura 116: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y el nivel freático medio para cada ascenso de los episodios manteniendo constante la viscosidad

La figura 117 muestra la relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad de desplazamiento media para cada ascenso. En general se observa una tendencia, todas las velocidades exceptuando una están entre 0.08 y 2 mm/día y el grosor de la banda de cizalla para todos los casos excepto dos varía entre 10-20cm.

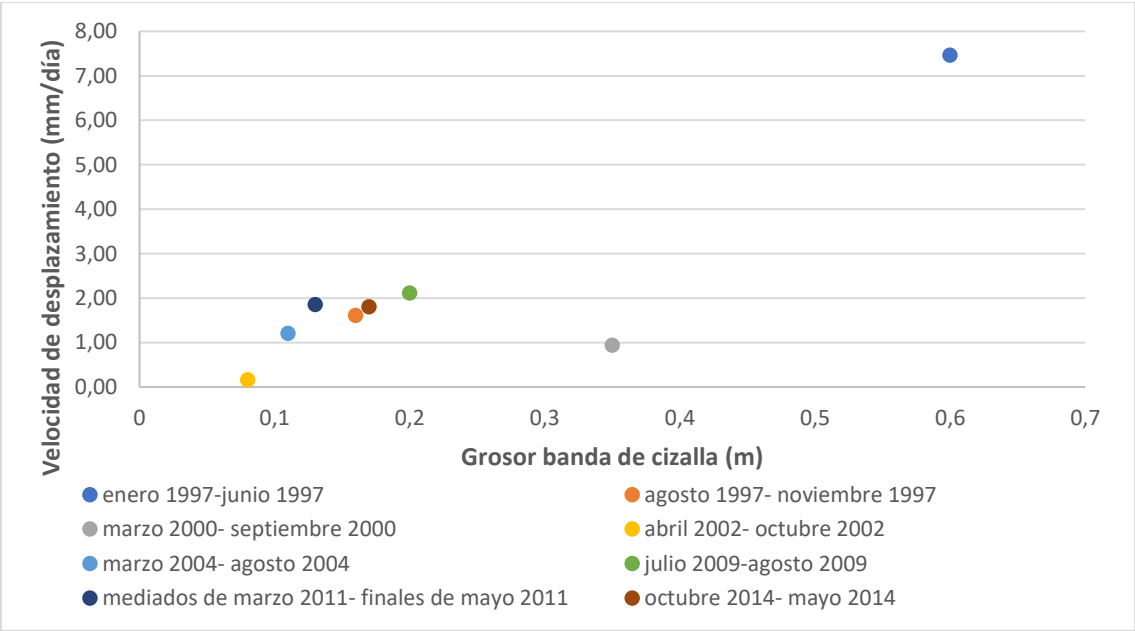


Figura 117: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad media de desplazamiento para cada ascenso de los episodios manteniendo constante la viscosidad

Si comparamos la velocidad máxima que se obtiene en cada ascenso con el grosor de la banda de cizalla (figura 118) observamos la misma tendencia que en la figura anterior.

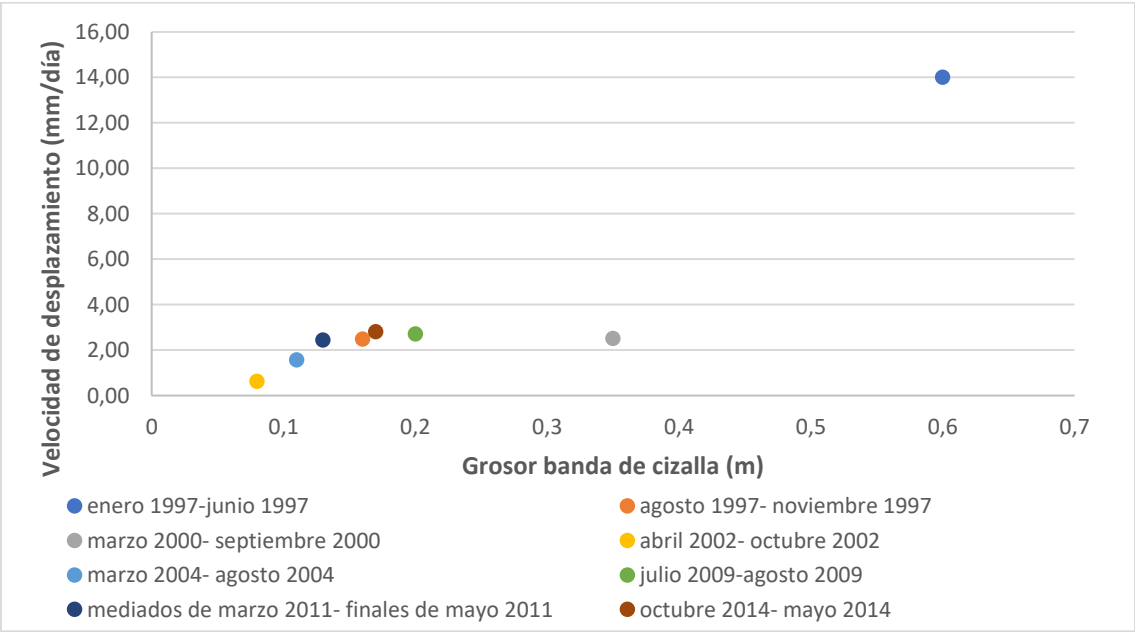


Figura 118: Relación entre el grosor de la banda de cizalla y la velocidad máxima de desplazamiento para cada ascenso de los episodios manteniendo constante la viscosidad

En la tabla 10 se muestra un resumen de todos los valores utilizados en las gráficas 113-118.

Tabla 10: Resumen de los valores de grosor de la banda de cizalla, nivel freático y velocidad de los episodios completos y de los ascensos.

Episodio	Episodio completo				Ascenso			
	Grosor banda de cizalla (m)	Nivel freático medio (m)	Velocidad media (mm/día)	Velocidad máxima (mm/día)	Grosor banda de cizalla (m)	Nivel freático medio (m)	Velocidad media (mm/día)	Velocidad máxima (mm/día)
enero 1997-junio 1997	0,69	5,37	2,36	14,00	0,60	2,93	7,47	14,00
agosto 1997-noviembre 1997	0,56	5,91	1,06	2,68	0,16	4,95	1,61	2,48
marzo 2000-septiembre 2000	0,33	5,93	0,55	2,51	0,35	5,74	0,94	2,51
abril 2002-octubre 2002	0,08	5,87	0,14	0,62	0,08	5,44	0,17	0,62
marzo 2004-agosto 2004	0,11	5,4	0,9	2,81	0,11	4,28	1,21	1,57
julio 2009-agosto 2009	0,25	5,64	2,07	2,87	0,2	3,04	2,11	2,72
mediados de marzo 2011-finales de mayo 2011	0,41	5,04	2,24	3,33	0,13	3,96	1,86	2,44
octubre 2014-mayo 2014	0,23	5,75	0,73	3,71	0,17	4,29	1,80	2,81

5. CONCLUSIONES

Las conclusiones principales que se han alcanzado en este trabajo son:

- El análisis de los 19 años de registro ha permitido confirmar que existe una posición mínima del nivel freático en torno a los 6,30m en el sondeo S2. Este nivel mínimo se alcanza en pocas semanas tras los episodios lluviosos.
- En los periodos de sequía, cuando el nivel freático está en su posición mínima, el deslizamiento llega a pararse en el entorno del sondeo S9 mientras que el movimiento es muy pequeño en el sondeo S2. Por lo tanto, durante las épocas de sequía la zona del deslizamiento que resiste al movimiento no abarca únicamente la parte del pie que está a contrapendiente, sino que es bastante más amplia y se sitúa entre los sondeos S9 y S2.
- El análisis de episodios de ascenso y descenso del nivel freático ha mostrado que, cuando el nivel freático está en una posición alta, la velocidad de descenso del nivel freático varía mucho entre episodios mientras que la velocidad de descenso tiende a igualarse a medida que el nivel freático se aproxima al valor mínimo antes mencionado.
- El gráfico de la velocidad del deslizamiento frente a la posición del nivel freático muestra una gran dispersión para grandes velocidades y posiciones altas del nivel freático. Esta dispersión es mayor que la que se había hallado en estudios anteriores (Corominas et al., 2005). Este hecho se considera debido a la mayor longitud del registro temporal utilizado, que se extiende casi 20 años.
- Para obtener un valor del ángulo de fricción residual de campo se ha realizado un análisis retrospectivo pseudo-estático de la unidad inferior del deslizamiento. En el análisis se ha empleado: a) la posición mínima del nivel freático observada en los 19 años de registro, y b) un nuevo perfil geológico del deslizamiento que sigue la dirección de desplazamiento a lo largo de todo su trazado. La técnica empleada en el análisis mecánico ha sido el método de equilibrio límite.
- El ángulo de fricción residual obtenido en el análisis retrospectivo es de 9,6. Este valor es significativamente menor al valor de 14° encontrado por Corominas et al. (2005), también mediante un análisis retrospectivo, y algo inferior al ángulo de fricción mínimo obtenido en los ensayos de corte de las limolitas fisuradas, que es de 11,8°. Por otro lado, el ángulo de fricción residual encontrado en este trabajo es mayor a los 7,3° y 7,8° utilizados por Corominas et al. (2005) y por Ferrari et al. (2011), respectivamente, en sus análisis dinámicos del deslizamiento.
- El análisis dinámico del deslizamiento se ha realizado empleando un modelo viscoso friccional considerando dos bloques, metodológicamente igual al empleado por Ferrari et al., (2011). Las aportaciones realizadas en este trabajo al análisis dinámico son:

- ✓ El uso de periodo de registro mucho más amplio (19 años) que el utilizado en Corominas et al. (2005) y Ferrari et al. (2011), que utilizaron los datos de los dos primeros años del registro.
- ✓ La utilización de un ángulo de fricción que se considera más representativo de la banda de cizalla.
- ✓ La realización de un análisis separado de diferentes episodios de aceleración-desaceleración del deslizamiento. Esta aproximación ha permitido ajustar el coeficiente de viscosidad por separado para los diferentes episodios y también para la fase de aceleración y para la fase de desaceleración de un mismo episodio.
- Los resultados obtenidos evidencian diferencias significativas en la respuesta del movimiento a los cambios del nivel freático en los diversos episodios. Concretamente:
 - ✓ El coeficiente de viscosidad (definido en este trabajo como el cociente de la viscosidad y el grosor de la banda de cizalla) varía significativamente no solo entre episodios si no también entre la fase de aceleración y la de desaceleración de un mismo episodio. El rango de valores entre diferentes episodios es de $11,6 \times 10^7$ - $35,6 \times 10^7$ kPa*s/m y para las fases aceleración-desaceleración en un mismo episodio es de $11,8 \times 10^7$ - $62,3 \times 10^7$ kPa*s/m.
- Empleando el grosor de la banda de corte de 31 cm hallado por Corominas et al.(2000), los rangos anteriores del coeficiente de viscosidad corresponden a los siguientes rangos de viscosidad: $3,6 \times 10^7$ - $11,1 \times 10^7$ kPa*s para diferentes episodios y $3,6 \times 10^7$ - $19,3 \times 10^7$ kPa*s para las fases de aceleración - desaceleración de un mismo episodio.
- No parece razonable considerar que la viscosidad varíe a lo largo del tiempo (sin que lo haga aparentemente la temperatura). En este trabajo se interpreta que: a) la variación encontrada del coeficiente de viscosidad a lo largo del tiempo es debida en realidad a una variación del grosor de la banda de corte mientras que la viscosidad es constante, y b) la variación del grosor de la banda de corte depende de la velocidad o de la aceleración de desplazamiento. Esta última interpretación debería comprobarse en el futuro.
- Utilizando un valor de viscosidad fijo de $8,0 \times 10^7$ kPa*s, que es la media de las viscosidades calculadas de los diferentes periodos, se han obtenido diferentes valores de la banda de corte en el rango de 0,08 a 0,68 m para diferentes episodios y de 13 a 68 cm para las fases de aceleración-desaceleración en un mismo episodio.

6. BIBLIOGRAFIA

Bru, G., Fernández-Merodo, J.A., García-Davalillo, J.C., Herrera, G., Fernández, J., 2017. Site scale modeling of slow-moving landslides, a 3D viscoplastic finite element modeling approach. *Landslides*

Corominas, J., Moya, J., Lloret, A., Gili, J.A., Angeli, M.G., Pasuto, A., Silvano, S. 2000 "Measurement of landslide displacements using a wire extensometer". *Engineering Geology* 55

Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., Gili, J.A., 2005. Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees). *Landslides*, 2: 83–96.

Cruden DM, Varnes DJ, 1996. Landslide types and processes. In: Turner AK, Schuster RL (eds) *Landslides: investigation and mitigation* (Special Report). Washington, DC, USA: National Research Council, Transportation and Research Board Special Report 247: 36–75

Di Maio, C., Vassallo, R., Vallario, M., Pascale, S., Sdao, F., 2010. Structure and kinematics of a landslide in a complex clayey formation of the Italian Southern Apennines. *Engineering Geology* 116, 311–322.

Di Maio, C., Vassallo, R., Vallario, 2013. Plastic and viscous shear displacements of a deep and very slow landslide in stiff clay formation. *Engineering Geology* 162, 53–66.

Fernández M. P. 1998 *Esllavissada de Vallcebre. Condicions d'equilibri límit del vessant i estudi sobre el comportament viscoplàstic del moviment* [Llibre]. - Barcelona : Tesina d'especialitat. Escola Tècnica i Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports de Barcelona. Departament d'Enginyeria del Terreny i Cartografia, UPC

Ferrari, A., Ledesma, A., González, D.A., Corominas, J., (2009). "Efectos de la evolución del pie en el comportamiento de deslizamientos lentos". *Universitat Politècnica de Catalunya (UPC)*

Ferrari, A., Ledesma, A., González, D.A., Corominas, J., 2011. Effects of the foot evolution on the behaviour of slow-moving landslides. *Engineering Geology*, 117: 217–228.

Gili, J.A., Moya, J., Corominas, J., Crosetto, M., Monserrat, O., Luzi, G. (2016) Twenty-five years of Vallcebre landslide monitoring: from theodolite to Radar. 1st IMEKO TC-4 International Workshop on Metrology for Geotechnics. Benevento, Italy, March 17-18, 2016.

Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11: 167-194

Massey, C.I., Petley, D.N., McSaveney, M.J., Archibald, G., 2016. Basal sliding and plastic deformation of a slow, reactivated landslide in New Zealand. *Engineering Geology* 208 11–28

Moya, J., Copons, R., Colas, B., Buxò, P., Pinyol, J. González, M., 2017a. Xarxa d'anàlisi regional del risc d'esllavissades als Pirineus (PyrMove). Memòria justificativa de recerca per a la convocatòria XI-CTP 2014. 340 p. Inèdit.

Moya, J., Corominas, J., Gili, JA., Ledesmas, A., Lloret, A. 2017b Veinte años de auscultación en continuo del deslizamiento de vallcebre (pirineo oriental): experiencias y lecciones aprendidas. IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Santander.

Ramon J 1997 “Estudi geomecànic de l'esllavissada del vessant de Vallcebre”: Tesina d'especialitat. Escola Tècnica i Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports de Barcelona. Departament d'Enginyeria del Terreny i Cartogràfica, UPC